



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

LIDIANE NAZARÉ MONTEIRO PENHA

**INVERSÃO DE DADOS SÍSMICOS DE REFLEXÃO A PARTIR DA CURVA
DO TEMPO DE TRÂNSITO**

BELÉM - PARÁ
2007

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

LIDIANE NAZARÉ MONTEIRO PENHA

**INVERSÃO DE DADOS SÍSMICOS DE REFLEXÃO A PARTIR DA CURVA
DO TEMPO DE TRÂNSITO**

**Dissertação apresentada ao Programa de Pós-
Graduação em Geofísica da Universidade Federal do
Pará, para obtenção do título de Mestre em Geofísica.**

**Área de Concentração:
Métodos Sísmicos**

**Orientador: Dr. Lourenildo Willame Barbosa Leite
Co-orientadora: Dra. Ellen de Nazaré Souza Gomes**

BELÉM-PARÁ
2007

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

Penha, Lidiane Nazaré Monteiro

P399i Inversão dos dados de reflexão a partir da curva do tempo
de trânsito / Lidiane Nazaré Monteiro Penha – 2007
119 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Programa de Pós-
Graduação em Geofísica, Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Pará, Belém, 2007.

Orientador: Lourenildo Williame Barbosa Leite

1. Sísmica de reflexão. 2. Inversão sísmica. 3.
Empilhamento NMO. 4. Reparametrização sísmica. 5.
Otimização price. I.Universidade Federal do Pará II. Leite,
Lourenildo Williame Barbosa, Orient. III. Gomes, Ellen de
Nazaré Souza, Co-orient. IV. Título.

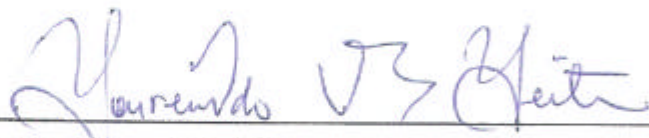
CDD 20º ed.:622.159

LIDIANE NAZARÉ MONTEIRO PENHA

**INVERSÃO DOS DADOS DE REFLEXÃO A PARTIR DA CURVA
DO TEMPO DE TRÂNSITO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica da Universidade Federal do Pará, para obtenção do título de Mestre em Geofísica.

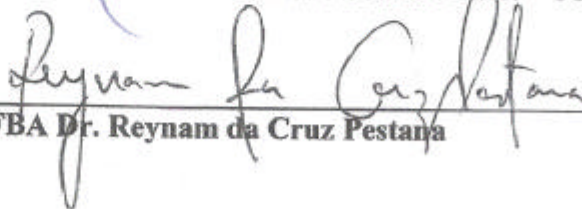
BANCA EXAMINADORA:



UFPA Dr. Lourenildo Willame Barbosa Leite - Orientador



UFPA Dra. Ellen de Nazaré Souza Gomes - Co-orientadora



UFPA Dr. Reynam da Cruz Pestana

**Belém
2007**

Aos meus pais Luiz e Janice.

À minha irmã Laiane.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, à Deus, por mais um objetivo alcançado.

Ao meu orientador Prof. Dr. Lourenildo W. B. Leite pela sugestão do tema da dissertação e pela constante paciência e disponibilidade de tempo na orientação da mesma.

A Profa. Dra. Ellen Nazaré Souza Gomes pela co-orientação e pela atenção dedicada a mim em um momento providencial.

Ao Prof. Dr. Marcus Pinto da Costa da Rocha por aceitar fazer parte do comitê e ao Prof. Dr. Jessé Carvalho Costa pela contribuição dos programas de computador.

Aos membros da Banca examinadora pelas sugestões para a realização de um bom trabalho.

A CAPES pela bolsa de estudo.

Ao Projeto “Modelagem Sísmica e Visualização 3D de Bacias Sedimentares em Alvos Exploratórios” da Rede Cooperativa em Geofísica de Exploração.

Ao Curso de Pós-Graduação em Geofísica da UFPA, coordenado pelo Prof. Dr. João Batista Corrêa da Silva, que deu suporte acadêmico para a elaboração deste trabalho. Assim como a todo o corpo docente da Faculdade de Geofísica.

A Sra. Benildes Lopes, pela dedicação, pelo companheirismo e pela ajuda nas necessidades do dia-a-dia.

À Roberto Almeida, pelo apoio junto ao Laboratório de Processamento Sísmicos - PROSIS/UFPA.

Aos colegas, Carlos Sarmiento, Francisco Assis Neto e Iran Gadelha, pela amizade e ajuda computacional.

Aos colegas do Instituto de Geociências, em especial, Anderson Gomes e Cláudia Priscila, pela cumplicidade e apoio.

Aos meus pais, pela chance de educação, pela orientação para trilhar sempre um bom caminho e principalmente, por nunca terem deixado de acreditar em mim.

À Roberto Rodrigo, por me incentivar e principalmente por compreender a minha ausência.

*Há muitos planos no coração
do homem, mas é a vontade do
senhor que se realiza.*

Provérbios, 19.21

*O senhor é quem dirige os
passos do homem: como poderá o
homem compreender seu caminho.*

Provérbios, 20.24

RESUMO

A presente Dissertação de Mestrado tem como objetivo o estudo do problema de inversão sísmica baseada em refletores planos para arranjo fonte-comum (FC) e ponto-médio-comum (PMC). O modelo direto é descrito por camadas homogêneas, isotrópicas com interfaces plano-horizontais. O problema é relacionado ao empilhamento NMO baseado na otimização da função *semblance*, para seções PMC corrigidas de sobretempo normal (NMO).

O estudo foi baseado em dois princípios. O primeiro princípio adotado foi de combinar dois grupos de métodos de inversão: um Método Global e um Método Local. O segundo princípio adotado foi o de cascata, segundo a teoria Wichert-Herglotz-Bateman, que estabelece que para conhecer uma camada inferior tem-se que conhecer primeiro a camada superior (dissecação).

A aplicação do estudo é voltada à simulação sísmica de Bacia Sedimentar do Solimões e de Bacia Marinha para se obter uma distribuição local 1D de velocidades e espessuras para a subsuperfície em horizontes alvo. Sendo assim, limitamos a inversão entre 4 e 11 refletores, uma vez que na prática a indústria limita uma interpretação realizada apenas em número equivalente de 3 a 4 refletores principais. Ressalta-se que este modelo é aplicável como condição inicial ao imageamento de seções sísmicas em regiões geologicamente complexas com variação horizontal suave de velocidades. Os dados sintéticos foram gerados a partir dos modelos relacionados a informações geológicas, o que corresponde a uma forte informação a priori no modelo de inversão.

Para a construção dos modelos relacionados aos projetos da Rede Risco Exploratório (FINEP) e de formação de recursos humanos da ANP em andamento, analisamos os seguintes assuntos relevantes: (1) Geologia de bacias sedimentares terrestre dos Solimões e marinha (estratigráfica, estrutural, tectônica e petrolífera); (2) Física da resolução vertical e horizontal; e (3) Discretização temporal-espacial no cubo de multi-cobertura. O processo de inversão é dependente do efeito da discretização tempo-espacial do campo de ondas, dos parâmetros físicos do levantamento sísmico, e da posterior reamostragem no cubo de cobertura múltipla.

O modelo direto empregado corresponde ao caso do operador do empilhamento NMO (1D), considerando uma topografia de observação plana. O critério básico tomado como referência para a inversão e o ajuste de curvas é a norma 2 (quadrática).

A inversão usando o presente modelo simples é computacionalmente atrativa por ser rápida, e conveniente por permitir que vários outros recursos possam ser incluídos com interpretação física lógica; por exemplo, a Zona de Fresnel Projetada (ZFP), cálculo direto da divergência esférica, inversão Dix, inversão linear por reparametrização, informações a priori, regularização.

A ZFP mostra ser um conceito útil para estabelecer a abertura da janela espacial da inversão na seção tempo-distância, e representa a influência dos dados na resolução horizontal. A estimativa da ZFP indica uma abertura mínima com base num modelo adotado, e atualizável.

A divergência esférica é uma função suave, e tem base física para ser usada na definição da matriz ponderação dos dados em métodos de inversão tomográfica.

A necessidade de robustez na inversão pode ser analisada em seções sísmicas (FC, PMC) submetida a filtragens (frequências de cantos: 5;15;75;85; banda-passante trapezoidal), onde se pode identificar, comparar e interpretar as informações contidas. A partir das seções, concluímos que os dados são contaminados com pontos isolados, o que propõe métodos na classe dos considerados robustos, tendo-se como referência a norma 2 (quadrados-mínimos) de ajuste de curvas.

Os algoritmos foram desenvolvidos na linguagem de programação FORTRAN 90/95, usando o programa MATLAB para apresentação de resultados, e o sistema CWP/SU para modelagem sísmica sintética, marcação de eventos e apresentação de resultados.

Palavras-chave: Sísmica de reflexão. Inversão sísmica. Empilhamento NMO. Reparametrização sísmica. Otimização Price.

ABSTRACT

The present Masters Thesis had for objective the study of the seismic inversion problem based on flat reflectors for common-source (SC) and common-mid-point (CMP) gathers. The forward model is described by homogeneous, isotropic, plane horizontal layers. The problem is related to the NMO stack based on the optimization of the semblance function, for CMP sections corrected for moveout time.

The study was based on two principles. The first principle adopted was the combination of two groups of inversion methods: A global and a local method. The second principle adopted was stripping according to the Wichert-Herglotz-Bateman theory, that establishes that to know a lower layer it is necessary to know first the upper layer.

The application of the study aims at the seismic simulation of the terrestrial Solimões and marine sedimentary basins to obtain a 1D distribution of velocity and layer thicknesses of the subsurface of target horizons. In this sense, we limited the inversion experiments to 4 to 11 reflectors, once in practice the industry limits the interpretations to be to about one same number of 3 to 4 main reflectors. Stands out that this model is applicable as initial condition to the imaging of seismic sections in geologically complex regions with slow lateral variation of velocities. The synthetic data was produced based on geological information that corresponds to strong a priori information for the inversion model.

For the construction of models related to the projects in progress, we analyzed the following relevant subjects: (1) Geology of sedimentary basins terrestrial Solimões and marine (stratigraphy, structural, tectonics and petroliferous); (2) Physics of the vertical and horizontal seismic resolution; and (3) Temporal-spatial discretization of the multi-coverage cube. The inversion process is dependent on the discretization of the wave field in time-space, on the physical parameters of the seismic survey, and of further on the resampling in the multiple coverage cube.

The direct model used corresponds to the case of the NMO (1D) stack operator, considering a flat observation topography. The basic criterion taken as reference for the inversion and curve fit is the norm 2 (quadratic).

The inversion using the simple present model is computational attractive for being fast, and convenient for allowing several other techniques be included with a logical physical

interpretation; e.g., the Fresnel projected zone (ZFP), the direct calculation of the spherical divergence, Dix inversion, linear inversion by reparametrization, a priori information, and regularization.

The ZFP shows to be a useful concept to establish the aperture of the spatial inversion window in the time-distance section. The ZFP represents the influence of the data in the horizontal resolution. The estimative of the ZFP indicates a minimum aperture based on an adopted model.

The spherical divergence is a smooth function, and it has physical basis to be used in the definition of a data weight matrix for tomographic inversion methods.

The necessity of robustness in the inversion can be analyzed in seismic sections (CS and CMP) submitted to filtering (corners frequencies: 5; 15; 75; 85; pass-band trapezoidal), where one can identify, compare and interpret the information contained. From the sections, we conclude that the data are contaminated with isolated points, what proposes methods in the class considered as robust having as reference the norm 2 (least-square) of curve fitting.

The development of the algorithms used the FORTRAN 90/95 programming language, the program MATLAB for presentation of results; and the package CWP/SU for synthetic seismic modeling, picking of events and presentation of results.

Key-words: Reflection seismics. Seismic inversion. NMO stacking. Seismic reparametrization. Price optimization.

LISTA DE SIGLAS

	DESCRIÇÃO
AC	Afastamento-comum
AN	Afastamento-nulo
ANP	Agência Nacional de Petróleo
cmp	Ciclos por metro
CRS	Do inglês “Common Reflexion Surface”, superfície de reflexão comum
FC	Fonte-comum
HWB	Herglotz-Wichert-Bateman
NIP	Do inglês “Normal Incidence Point”, Ponto de incidência normal
NMO	Do inglês “Normal Moveout”, sobre-tempo normal
PCP	Ponto comum em profundidade
PIZF	Primeira interface da zona Fresnel
PMC	Ponto médio comum
PRC	Ponto de reflexão comum
PZF	Primeira zona de Fresnel
PZFP	Primeira zona de Fresnel projetada
RC	Receptor-comum
RMS	Do inglês “Root Mean Square”, média quadrática
SU	Do inglês “Seismic Un*x”, sistema SU
VF	Volume de Fresnel
VZF	Volume da zona de Fresnel
ZF	Zona de Fresnel
ZFP	Zona de Fresnel Projetada
SKW	Shannon-Koltenikov-Wittaker

LISTA DE SÍMBOLOS

☞ Símbolos em Latim

	DESCRIÇÃO
$A(x_0, h, t; v_0)$	Amplitude do traço
$Cov(\mathbf{m}), Cov(\mathbf{d})$	Covariância dos parâmetros
dR	Incremento infinitesimal do raio
ds	Discretização espacial
dt	Discretização temporal
$E(\mathbf{m})$	Função objeto de minimização
$F(\mathbf{0})$	Função radiação da fonte localizada na origem $(0, 0)$
f	Frequência temporal
f_N	Frequência Nyquist temporal e espacial
$f(?)$	Função qualquer
$g(t, p)$	Função traço sísmico
$g(t)$	Função bandeada para representar uma saída
$g(x)$	Função qualquer
h	Meio afastamento entre fonte e receptor
h_0	Distância vertical ao refletor
i	i -ésima camada
$L(x)$	Fator de espalhamento geométrico
\mathbf{m}	Parâmetros do modelo
\mathbf{m}^*	Mínimo local
\mathbf{m}^{**}	Mínimo global
$\hat{\mathbf{m}}$	Solução
\mathbf{m}^{est}	Parâmetros estimados
$M(?)$	Modelo convolucional no domínio da frequência: meio
$N(?)$	Modelo convolucional no domínio da frequência: ruído
p	Vagoriedade ou parâmetro horizontal do raio
$P(x, y, z, t)$	Função pressão
$P(?)$	Modelo convolucional no domínio da frequência: fonte
P_0	Ponto inicial no espaço da superfície em profundidade
$P_0(x_0, t_0)$	Ponto da malha na trajetória de empilhamento ao afastamento-nulo
$r(t)$	Função ruído aditivo
R_0	Raio de curvatura da frente de onda
R_n	n -ésimo raio da Zona de Fresnel ou raios das ZF
r_F^i	Raio da zona de Fresnel na i -ésima interface

$R(?)$	Modelo convolucional no domínio da frequência: receptor
$s(t, p)$	Função sinal-mensagem
$S(?)$	Modelo convolucional no domínio da frequência: saída
$S(x_0, t_0; v_0)$	Função <i>Semblance</i>
$s_w(t)$	Traço janelado
$s(t)$	Traço completo
$s_{\Delta t}(t)$	Traço discretizado
$S(m)$	Função somatório em função de m
T	Período
T_N	Período Nyquist
$T(x_m, h)$	Representação matemática do tempo duplo de trânsito
$T ? T(x; v, z)$	Equação temporal
$T(p)$	Tempo-duplo em função do parâmetro horizontal do raio
$T(0)$	Representa o tempo duplo de reflexão do raio normal
T_0	Tempo duplo normal
$T^{obs}(x)$	Tempo observado
$T^{pre}(x; v, z)$	Tempo preditivo (ou tempo teórico)
t	Tempo
t_D	Tempo de trânsito de difração
t_R	Tempo de trânsito de reflexão
$u ? u(x, y, z, t) ?$	Deslocamento do solo
$\ddot{u}(x, y, z, t) ?$	Segunda derivada temporal do movimento da partícula da onda elástica
$U_i(x) ?$	Componente da amplitude do campo deslocamento vetorial
$u(z)$	Valor da vagarosidade no ponto rasante do raio
v	Velocidade do meio
v_i	Velocidade da i -ésima camada
$v_{int, n}$	Velocidade intervalar para cada intervalo de amostragem
v_n	Solução inversa para as velocidades intervalares
$v_{rms, n}$	Velocidade média quadrática para o refletor n
$V_{M, Dix}^2, V_{M, i}$	Velocidade RMS em um intervalo
v_E	Velocidade de empilhamento
$w(t)$	Função pulso-fonte efetivo
W_T	Energia de retorno de retorno a superfície
x	Posição
x_G	Coordenada do geofone

x_m	Coordenada do ponto médio comum
x_s	Coordenada da fonte
$X(p)$	Distância em função do parâmetro horizontal do raio
$?t$	Amostragem temporal
$?t_n$	Intervalo temporal
$?z_n$	Intervalo em profundidade
$?t_i$	Templo-duplo de trânsito vertical da i-ésima camada
$?x$	Espaçamento na direção x
$?x_r$	Espaçamento entre os receptores
$?x_s$	Espaçamento entre as fontes
$?h$	Espaçamento na direção h
z_i	Espessura da i-ésima camada

☞ Símbolos em Grego

	DESCRIÇÃO
$d(t)$	Função Delta de Dirac
$?t$	Janela temporal relativo ao pulso efetivo
$?h$	Janela espacial do afastamento
$?, ?$	Parâmetros elásticos de La mé
$?_N$	Frequência espacial de Nyquist
$?$	Frequência espacial (ou comprimento de onda)
$?(t, p)$	Função refletividade
$?$	Frequência angular
$?$	Densidade do meio
$?^2_r$	Variância do ruído
s	Erro do desvio
$?(x)$	Função fase do deslocamento do solo
$f(m)$	Função erro do ajuste em função dos parâmetros m
$?_{rr} ?_t ?$	Autocorrelação estocástica do ruído branco
$? ? ?(x, y, z, t)$	Função potencial de deslocamento
$F_{rr}(f)$	Espectro da função ruído branco
$?$	Operador gradiente
$?^2_?$	Segunda derivada em função de $?$
$?t^2$	Segunda derivada em função do tempo

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
2	DESCRIÇÕES DOS MODELOS GEOLÓGICOS	19
3	DESCRIÇÃO DO MODELO DIRETO	25
3.1	GEOMETRIAS DO LEVANTAMENTO E DO PROCESSAMENTO	25
3.2	MODELO CONVOLUCIONAL	29
3.3	FORMA BÁSICA DA EQUAÇÃO DE ONDA	31
3.4	MODELO DO EMPILHAMENTO NMO	33
3.5	MÉTODO HERGLOTZ-WICHERT-BATEMAN (HWB)	35
4	RESOLUÇÃO TEMPO-ESPACIAL	42
4.1	TEOREMA WITTAKER-SHANNON-KOLTENIKOV	43
4.2	RESOLUÇÃO TEMPORAL E DISCRETIZAÇÃO	44
4.3	RESOLUÇÃO ESPACIAL	46
4.3.1	Resolução espacial vertical	46
4.3.2	Resolução espacial horizontal	47
4.3.3	Modelo plano-horizontal para a ZF	52
5	DESCRIÇÃO DO MODELO INVERSO	57
5.1	FUNÇÃO OBJETO DE MINIMIZAÇÃO E LINEARIZAÇÃO	58
5.2	ROBUSTIZAÇÃO DOS QUADRADOS-MÍNIMOS	63
5.3	MÉTODO PRÍCE	64
5.4	MÉTODO DE REPARAMETRIZAÇÃO LINEAR $t^2 ? x^2$	67
5.5	MODELO DIX: VELOCIDADE INTERVALAR NO TEMPO	70
6	RESULTADOS DE DADOS SINTÉTICOS E REAIS	71
6.1	DADOS SINTÉTICOS SEM RUÍDO ADITIVO	73
6.1.1	Modelo-7	73
6.1.2	Modelo-11	78
6.1.3	Modelo-180	83
6.2	DADOS SINTÉTICOS COM RUÍDO ADITIVO	90
6.2.1	Modelo-7	90
6.2.1.1	Testes com 5% de Ruído Aditivo	90
6.2.1.2	Testes com 15% de Ruído Aditivo	94
6.2.1.3	Testes com 25% de Ruído Aditivo	98
6.2.2	Modelo-11	102
6.2.2.1	Testes com 5% de Ruído Aditivo	102
6.2.2.2	Testes com 10% de Ruído Aditivo	104
6.2.3	Modelo-180	105
6.2.3.1	Testes com 5% de Ruído Aditivo	106
6.3	DADO REAL	107
7	CONCLUSÕES GERAIS	112
	REFERÊNCIAS	115

1 INTRODUÇÃO

A presente dissertação faz parte do Projeto Rede Risco Exploratório (FINEP), que reúne esforços de Universidades Federais do Norte e Nordeste (UFPA, UFBA, UFRN, UFCE, UFPE e a UFAL), para desenvolver tecnologia voltada à exploração de hidrocarbonetos (petróleo e gás). O primeiro tema foi “*Modelagem Sísmica e Visualização 3D de Bacias Sedimentares em Alvos Exploratórios*”, que continua sob o tema “*Imageamento Sísmico Sob a Quebra da Plataforma Continental*”; cuja meta é o “*Desenvolvimento de Métodos de Análise de Velocidades*”. Simultaneamente a estes projetos de pesquisa em andamento, o presente trabalho também faz parte do projeto de formação de recursos humanos da ANP, sob o título “*Geofísica Aplicada a Exploração e Desenvolvimento de Reservatório de Petróleo e Gás*”.

O objetivo deste trabalho é estudar o problema de inversão sísmica de reflexão para o arranjo fonte-comum (FC), considerando o caso do modelo de camadas homogêneas e isotrópicas, com interfaces plano-horizontais como refletores, o que faz equivaler ao arranjo ponto-médio-comum (PMC).

A aplicação é voltada a bacias sedimentares para se obter uma distribuição de velocidades para a subsuperfície, onde o respectivo modelo é aplicável como modelo inicial. Foram descritos dois modelos geológicos, sendo o primeiro baseado na Bacia do Solimões, e o segundo na Bacia Marinha. O uso destes dois modelos é justificado pela presença de camadas com interfaces sub-horizontais a plano-horizontais que servem de guia para o delineamento de estruturas com formas geométricas complexas do tipo anticlinais e sinclinais e de discontinuidades.

Do ponto de vista geológico, o reconhecimento da praticidade e da importância em usar o modelo formado por camadas homogêneas, plano-horizontais e plano-inclinadas, para imagear bacias sedimentares e estruturas crostais tem sido relatado por vários autores como, por exemplo, Roksandic (1978). Hubral (1976) estende o modelo 2D para 3D para dar um conceito geologicamente mais realístico. Justice (1986) ataca o problema de inversão para dados tempo-distância, e Macdonald (1986) ataca o problema de inversão sísmica levando em consideração tempo e amplitude.

Do ponto de vista da inversão sísmica, Delprat-Jannaud e Lailly (1992) procuram estabelecer princípios básicos e fundamentais sobre a inversão de tempo de trânsito. Outros

autores, como Bickel (1990), Lines (1993), Rathor (1997), atacam o problema de ambigüidade na estimativa da distribuição de velocidade com a profundidade a partir de dados tempo-distância na reflexão sísmica.

Koren e Ravve (2006) têm chamado atenção ao potencial de aplicação para o estudo inicial da distribuição de velocidade em profundidade. Eles tratam da inversão denominada de Dürbaum-Dix sob a condição de vínculos. Este trabalho, bem como outros destes autores, é baseado na proposta de Dürbaum (1954) e Dix (1955) para estimar velocidade intervalar a partir de valores marcados de velocidade RMS (velocidade de empilhamento), e o tempo-duplo correspondente, dado abaixo por conveniência, e denominada de transformada Dürbaum-Dix. Neste método, a velocidade intervalar é definida por $v_{\text{int},n} = z_n / t_n$ (intervalo temporal $t_n - t_{n-1}$, e correspondente intervalo em profundidade $z_n - z_{n-1}$), onde os subscritos n e $n-1$ indicam, respectivamente, topo e base dos intervalos temporais que não são necessariamente uniformes). O par de transformadas Dürbaum-Dix é dado por:

$$v_{\text{rms},n} = \frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i} \quad ? \quad v_{\text{int},n} = \frac{v_{\text{rms},n}^2 t_n - v_{\text{rms},n-1}^2 t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}}^{1/2}. \quad (1.1)$$

A equação Dürbaum-Dix constitui uma inversão padrão (propriamente dita), não-vinculada, explícita, na qual a velocidade instantânea é admitida constante por partes e com descontinuidade nas interfaces. A transformada Dürbaum-Dix pode produzir valores não realísticos e oscilantes, até mesmo para variações pequenas de velocidade RMS (HUBRAL; KREY, 1980).

Na organização do presente trabalho, a lógica da seqüência de processamentos pode ser resumida nas seguintes etapas:

- (1^a) Modelo inicial para as iterações;
- (2^a) Cálculo da zona de Fresnel para estabelecer a janela espacial;
- (3^a) Cálculo da divergência esférica;
- (4^a) Cálculo da função erro do ajuste, $f(\mathbf{m})$;
- (5^a) Otimização pelo método dos quadrados-mínimos para mapear um mínimo local ($\mathbf{m}^?$) da função erro $f(\mathbf{m})$;

- (6^a) Otimização pelo método Global Price para mapear um mínimo global ($m^{??}$) da função erro $f(m)$;
- (7^a) Cálculo da covariância dos parâmetros $Cov(m)$;

Este trabalho é composto por esta introdução e mais sete capítulos apresentados a seguir.

No capítulo 2 descrevemos os dois modelos geológicos de base. A Bacia do Solimões que se caracteriza pela presença de soleiras de diabásio e a Bacia Marinha.

No capítulo 3 descrevemos as geometrias do levantamento e do processamento, o modelo convolucional e a teoria do raio que servem de base para descrever o conteúdo dos traços sísmicos (SLOTNICK, 1959), como também as condições físicas impostas ao problema. Descrevemos também o modelo do empilhamento NMO (seções PMC corrigidas de sobretempo normal NMO), destacando o modelo plano-horizontal e o conceito do método de inversão direta denominado de Herglotz-Wichert-Bateman (HWB) (GRANT; WEST, 1965).

No capítulo 4 apresentamos conceitos relevantes ao problema de resolução tempo-espacial na sísmica de reflexão que se inicia com os efeitos da discretização do campo observado. Apresentamos também conceitos de resolução vertical e horizontal, em particular a zona de Fresnel para um modelo plano-horizontal.

No capítulo 5 descrevemos uma forma de solução dos problemas de inversão por ajuste de curvas nas formas linear e não-linear.

No capítulo 6 apresentamos os resultados obtidos das inversões e no capítulo 7 as conclusões gerais.

2 DESCRIÇÕES DOS MODELOS GEOLÓGICOS

Para realizar uma descrição detalhada das formações geológicas voltada à construção de um modelo para simular seções sísmicas práticas, devemos considerar várias situações, tais como: camadas delgadas, feições estruturais, porosidade, fluidos, geometrias complexas, dispersão, absorção interna e anisotropia. A análise destes fenômenos é usualmente realizada no domínio da frequência temporal-espacial, e as estruturas são descritas como micro, intermediária ou macro estruturas (SHERIFF, 1975).

A descrição básica e fundamental para os modelos geofísico-geológicos é que: (1) a fonte é pontual no espaço e não-impulsiva no tempo; (2) o meio é 3D e formado por camadas com interfaces curvas e limitado por dois semi-espacos infinitos; (3) as camadas são individualmente homogêneas e isotrópicas, caracterizadas por espessura variável, velocidades diferentes; (4) não é admitido o fenômeno de absorção inelástica; (5) as seções sísmicas sintéticas podem ser geradas segundo a teoria do raio, ou por diferenças finitas.

Considerando a Bacia Sedimentar do Solimões como alvo, ela é paleozóica, intracratônica, e com cerca de 480.000 km² de área prospectiva para petróleo. A área é estimada pelo limite de ocorrência das rochas paleozóicas, e orientada, a grosso modo, na direção leste-oeste (Figura 2.1).

Segundo Thomaz et al. (1984), o substrato proterozóico, sobre o qual se implantou a Bacia do Solimões, faz parte das faixas móveis, acrescidas a um núcleo mais antigo, denominada Província Amazônica Central, individualizada por caracteres descritivos e não genéticos. Esse substrato é constituído de rochas ígneas e metamórficas na sub-Bacia do Jandiatuba (cinturão móvel Rondoniense), enquanto que na sub-Bacia do Juruá (província Rio Negro-Juruena) se destacam, além dessas, rochas sedimentares (Grupo Purus) depositadas numa sucessão de bacias que constituíam um amplo sistema de riftes proterozóicos. A subsidência tectônica criou os espaços necessários ao acúmulo dos sedimentos. As variações eustáticas foram responsáveis pelo padrão dos estratos e pelas litofácies. O aporte sedimentar controlou as condições paleo-batimétricas. As variações climáticas locais definiram os diversos tipos de sedimentos. O arcabouço estratigráfico fanerozóico da bacia atinge 3.800 m na Sub-bacia do Juruá, e 3.100 m de espessura na Sub-bacia do Jandiatuba.

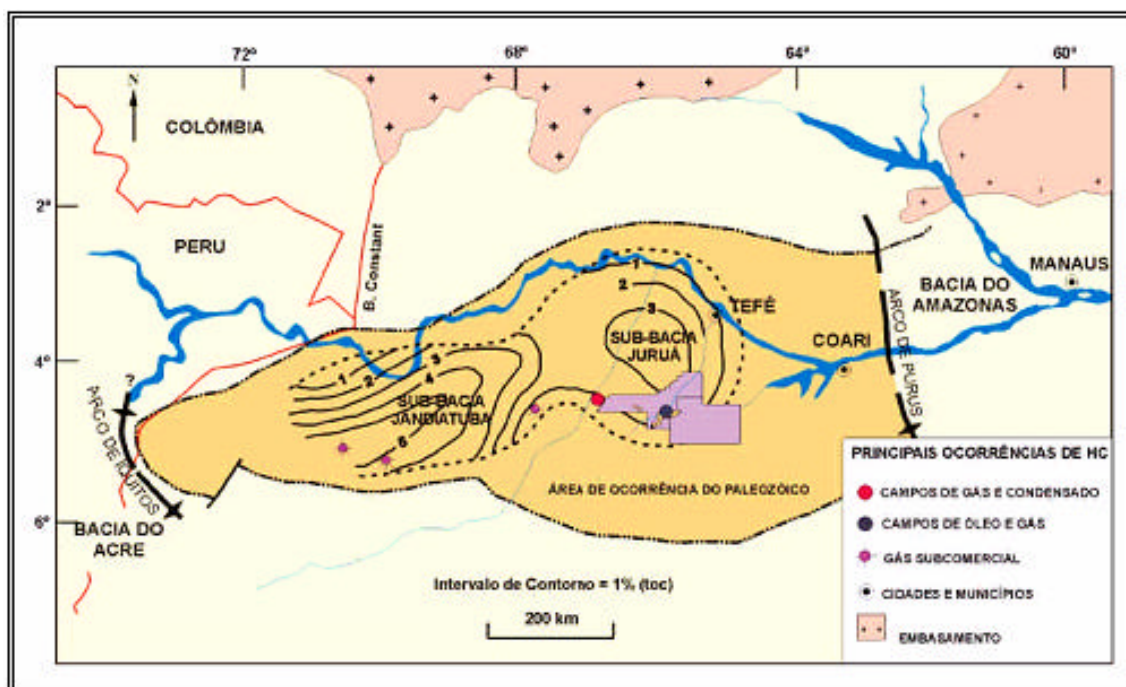


Figura 2.1. Localização da Bacia do Solimões dividida nas Sub-bacias do Juruá e Jandiutuba segundo Clark (2000).

O arcabouço é dividido em duas seqüências de primeira ordem: uma principal, paleozóica, intrudida por diques e soleiras de diabásio; e a outra mesozóico-cenozóica. As rochas paleozóicas são as mais importantes por conter as rochas geradoras, reservatório e selante de petróleo (Figura 2.2).

Pelo menos dois sistemas petrolíferos foram identificados na Bacia do Solimões. O sistema petrolífero Jandiutuba-Juruá, onde existe uma boa correlação entre o óleo acumulado e o extrato orgânico obtido da rocha geradora e o sistema petrolífero Jandiutuba-Uerê, onde existe uma correlação hipotética, mas não há comprovação geoquímica da origem de óleo e de gás. Esta classificação é baseada nos conceitos de Magoon e Dow (1994).

O sistema petrolífero Jandiutuba-Juruá é o mais importante, e contém, até o momento, a quase totalidade (99,8% de óleo equivalente) das acumulações comerciais de óleo, gás e condensado da Bacia de Solimões. Os elementos essenciais desse sistema presentes na bacia são: rocha geradora devoniana; rocha-reservatório carbonífera (arenosa); excelente rocha selante evaporítica (anidrita e halita), também carbonífera, situada acima da rocha-reservatório.

Seção Geológica Longitudinal à Bacia dos Solimões

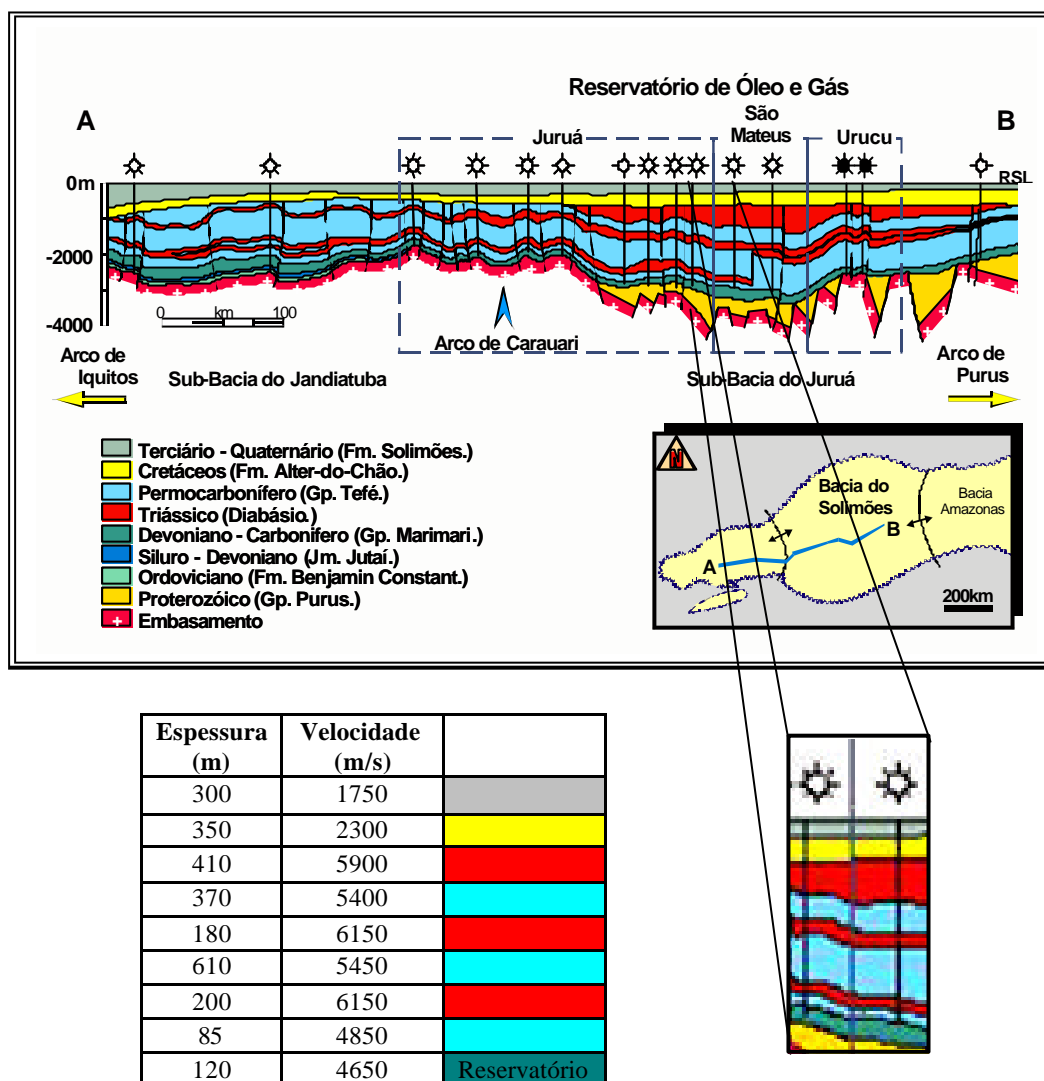


Figura 2.2. Seção geológica da Bacia do Solimões mostrando a sub-bacia do Jandiutuba e a sub-bacia do Juruá. Modelo de velocidade referente a um trecho da Bacia do Solimões. Detalhes da seção geológica utilizada para simulação de seções sísmicas (Desenhado a partir de EIRAS, 1998).

O segundo modelo utilizado neste trabalho está baseado na Bacia marinha cedida pela Petrobras em 1985. De todas as bacias marginais cretáceas do Brasil, a Bacia marinha, situada no litoral central do Estado da Bahia (Figura 2.3) é uma das menos conhecidas quanto às informações de superfície. Isto se deve à sua fisiografia, visto que grande parte da sua porção

terrestre ocorre numa região costeira extremamente recortada, com inúmeras ilhas, amplos estuários e uma grande baía marinha, a terceira maior do Brasil.

De acordo com Lima et al. (2003), essa Bacia marinha apresenta cerca de 12.000 km², dos quais apenas 2.000 km² encontram-se na região emersa. Limita-se ao norte, através da falha de Itapuã, com a sub-bacia do Jacuípe, e através da falha da Barra e da zona de acomodação de Jaguaripe, com a bacia do Recôncavo. Seu limite sul ocorre através do Alto de Itacaré, que a separa da Bacia de Almada. (Formação Sergi¹).

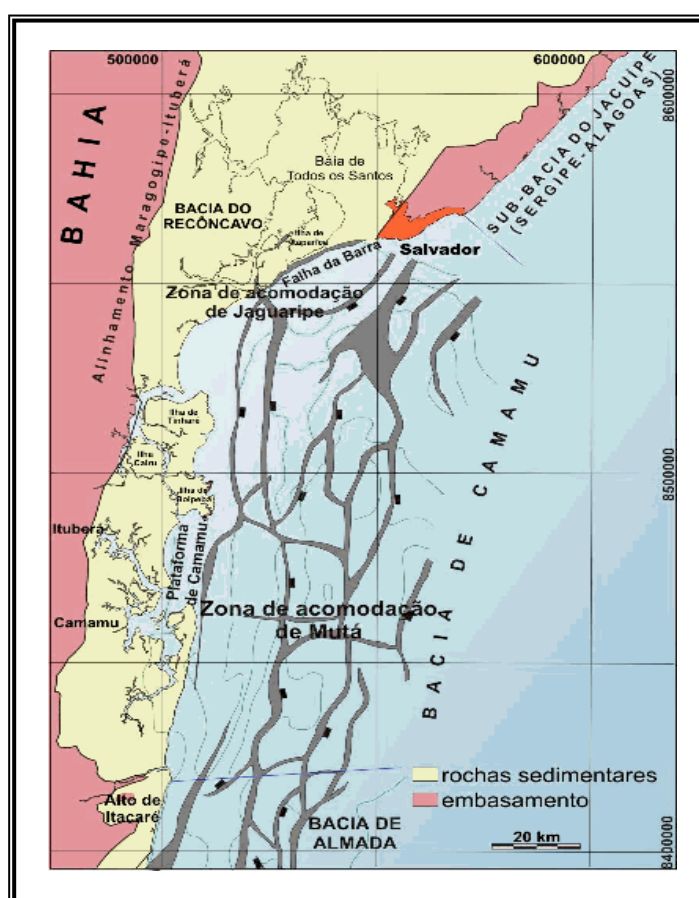


Figura 2.3. Localização, limites e arcabouço estrutural da Bacia marinha, mapeado ao nível da seção pré-rift (Formação Sergi¹).

¹ GONÇALVES, F. T. T.; BEDREGAL, R. P.; COUTINHO, L. F. C.; MELLO, M. R. Petroleum system of the Camamu-Almada Basin: a quantitative modeling approach. In: MELLO, M. R. ; KATZ, B. J. (eds.), *Petroleum systems of South Atlantic margins*.[s.l.]: The American Association of Petroleum Geologists. 2000. p. 257-271. (Memoir,73)

Segundo Lima et al. (2003), essa estruturação condicionou a gênese de plataformas e pequenas bacias restritas, controladoras da sedimentação rifte. Algumas dessas falhas, reativadas no Terciário e mesmo no Quaternário, tiveram importância na configuração da atual linha de costa. A seção pós-rifte é afetada, em geral, por falhas lítricas normais, que terminam nos horizontes evaporíticos, de provável idade aptiana. Estima-se que o pacote sedimentar atinja até 10.000 m de espessura, abrangendo registros de todos os estágios termo-mecânicos característicos das bacias marginais brasileiras. O preenchimento sedimentar nas fases de sinéclise e pré-rifte é, de modo geral, similar ao encontrado nas bacias do Recôncavo e de Sergipe-Alagoas. A partir da fase rifte (representada pelas formações Morro do Barro e Rio de Contas, e parte basal da Formação Taipus-Mirim, de idade Mesório da Serra a Jiquiá), no início do Cretáceo, o preenchimento desta bacia difere bastante da bacia do Recôncavo. As rochas sedimentares mais antigas da bacia marinha datam do início do Permiano (Formação Afligidos), estando relacionadas ao estágio de sinéclise. Constituem depósitos distribuídos originalmente por uma grande extensão geográfica, tendo possivelmente ligação com rochas coetâneas existentes em áreas tão distantes quanto Alagoas e mesmo o Piauí e Maranhão.

De acordo com Lima et al. (2003), na bacia marinha, a Formação Sergi atinge as maiores espessuras, quando comparada com as bacias adjacentes. A seção marinha está representada pela porção superior da formação Taipus-Mirim, e pelas formações Algodões, Urucutuca, Caravelas e Rio Doce, com deposição iniciada a partir do Neoptiano. Nesta bacia apenas afloram as formações Aliança e Sergi (pré-rifte), porção superior da Formação Taipus-Mirim e a Formação Algodões, além do Grupo Barreiras e coberturas quaternárias. O maior número de acumulações de hidrocarbonetos ocorre na Formação Morro do Barro, de idade eocretácea, em reservatórios interpretados como lobos turbidíticos lacustres, seguidas pelos reservatórios neojurássicos da Formação Sergi, associados aos arenitos flúvio-eólicos.

Os principais geradores são atribuídos a sedimentos lacustres de água doce da Formação Morro do Barro. Os afloramentos da Formação Algodões, na bacia marinha, podem ser considerados uma das áreas mais importantes para estudo da seção marinha.

3 DESCRIÇÃO DO MODELO DIRETO

Os modelos sísmicos para simulação, imageamento e mapeamento são baseados na descrição geológica de trechos de bacias sedimentares marinhas e terrestres, com o objetivo de estudar condições de risco exploratório de petróleo (gás e óleo). O modelo geológico foi resumido no capítulo anterior, e no presente procuramos traduzir o modelo geológico em um modelo físico-matemático próprio a aplicação do método sísmico.

A descrição do método sísmico direto passa literalmente pelo conjunto completo: fonte (explosão e seu acoplamento), meio (geologia sedimentar complexa) e receptor (eletrônica e ruídos locais). Um conceito que deve ser sempre estabelecido nas descrições é quanto à dimensão de cada uma das partes fonte, meio e levantamento; isto é, se 1D, 1(1/2)D, 2D, 2(1/2)D ou 3D. Além disso, se a sísmica é 2D ou 3D. Além do mais, é necessário estabelecer os efeitos que serão incluídos na componente determinística (reflexões primárias), e aqueles que são admitidos como ruídos (por exemplo, múltiplas, conversão P-SV, anisotropia).

Além das considerações acima, o cálculo do modelo direto requer a definição do arranjo geométrico da aquisição ou simulação dos dados. Comumente nos referimos aos arranjos fonte-comum (FC), receptor-comum (RC) e ponto-médio-comum (PMC), entre outros.

3.1 GEOMETRIAS DO LEVANTAMENTO E DO PROCESSAMENTO

A geometria de aquisição original de dados sísmicos de reflexão 2D é a configuração fonte-comum (FC) (Figura 3.1) para compor o cubo de dados em multi-cobertura. Esta configuração estabelece a discretização original temporal-espacial dos dados que, como exemplo típico, usualmente é da ordem de $dt=2\text{ms}$ e $ds=25\text{m}$.

A partir do cubo de dados, diferentes arranjos podem ser organizados como, por exemplo, o arranjo ponto-médio-comum (PMC) e o receptor-comum (RC). Nestas novas configurações as propriedades da discretização mudam com relação à coordenada espacial. Também, mudança na escala temporal vem com o processamento, como por exemplo, no empilhamento. A primeira tarefa do programa de levantamento sísmico contínuo do tipo 2D consiste no traçado da linha no mapa geológico de superfície da região, obedecendo à direção geral do mergulho das camadas (perpendicular à direção geral das estruturas). Em segundo lugar,

estabelecer a seqüência dos pontos de tiro e das estações receptoras situadas ao longo da linha projetada (conjunto de sensores em linha). O conjunto de registros (traços) é obtido através das estações de geofones quando o registro é terrestre, ou de hidrofones quando o registro é marinho.

A fonte sísmica é sempre do tipo 3D, pontual no espaço e não pontual no tempo (SHARPE, 1985), e a sua posição marca o ponto de referencia para a seção FC. O conjunto de traços sísmicos registrados em FC (ou seção temporal FC) pertence a um experimento; ou seja, a um evento de explosão que gera uma onda sísmica que se propaga na subsuperfície. A seção FC contém traços que estão organizados de acordo com o aumento do afastamento, ou meio-afastamento, para a direita e para a esquerda.

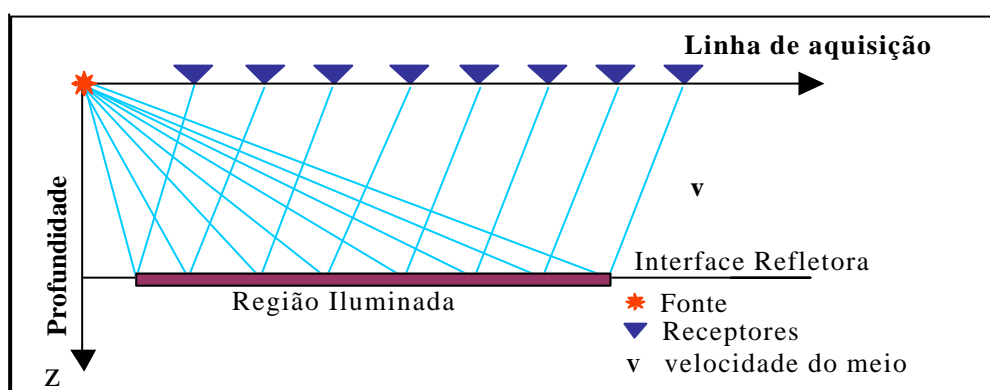


Figura 3.1. Ilustração da configuração FC (fonte-comum) com um arranjo unilateral utilizada na aquisição de dados, onde todos os raios partem do mesmo ponto espacial. Sísmica 2D.

A fonte sísmica gera nos meios geológicos uma grande complexidade de ondas, que podemos classificar de forma simples em: ondas do ar, ondas de volume e ondas de superfície. Para as aplicações sísmicas, as ondas de superfície são descartadas pelas janelas temporais e filtros de velocidade. O presente estudo trata exclusivamente da utilização das ondas de volume, e em particular as ondas compressoriais (ondas P), não desconhecendo a existência das ondas S (SH e SV) e as conversões P-SV em função do ângulo de incidência.

Na propagação das ondas de volume, o interesse é no efeito da transmissividade e na refletividade através das interfaces em sub-superfície. As ondas refletidas e refratadas que emergem nos receptores são registradas com relação ao tempo decorrido e à fonte de emissão de energia sísmica; isto é, o tempo total de trânsito. Na sísmica 2D, a configuração FC é deslocada continuamente ao longo da linha sísmica programada para obter as várias seções FC que contêm eventos redundantes dos mesmos pontos refletores na subsuperfície iluminada. O conjunto de

dados registrados forma o cubo de dados de multi-cobertura que contém uma certa redundância na cobertura de pontos em profundidade.

Os rearranjos dos traços registrados formam outras seções que podem ser mais estatisticamente convenientes para a interpretação dos dados registrados. Uma das formas é a redistribuição dos traços em seção afastamento-comum (AC), ou em seção ponto-médio-comum (PMC). Uma seção AC contém todos os traços com certo afastamento fixo, sendo distribuídos pelas coordenadas do ponto-médio (Figura 3.2).

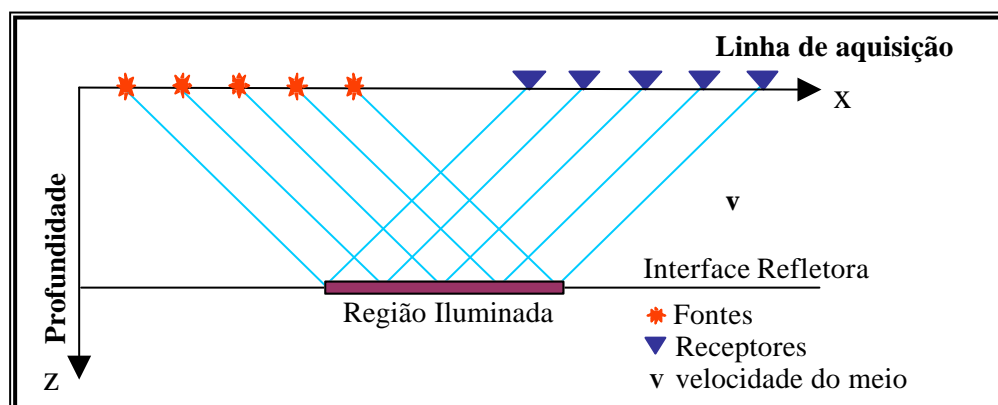


Figura 3.2. Ilustração da configuração AC (afastamento-comum) caracterizada pela distância fonte-receptor constante.

Uma seção especial e desejável de AC é a seção afastamento-nulo (AN), o que quer dizer que o afastamento é zero; isto é, as posições da fonte e receptor são coincidentes (Figura 3.3). Porém, a configuração AN não é fisicamente realizável durante a aquisição sísmica, sendo apenas matematicamente realizável como objeto de simulação por métodos de empilhamento.

A seção PMC é composta por traços laterais à esquerda e à direita do ponto médio entre a fonte e o receptor, e os incrementos laterais são de meio-afastamento (Figura 3.4). A seção PMC pode coincidir com a seção ponto-comum-em-profundidade (PCP) apenas para o caso de interfaces plano-horizontais, uma vez que as coordenadas horizontais do PMC e do PCP seriam coincidentes. No caso em que os refletores não forem horizontais (Figura 3.5) não existe um ponto, mas uma área de reflexão em subsuperfície (superfície de reflexão comum).

As quatro configurações mencionadas neste texto estão contidas no cubo de dados 3D da Figura 3.6 que mostra os planos pertencentes às direções das FC, AC e PMC representadas por planos de cor vermelha. Na seção FC a relação aplicável é $x_m = h$ constante, sendo constituída por um painel que forma um ângulo de 45 graus no plano (x_m, h) .

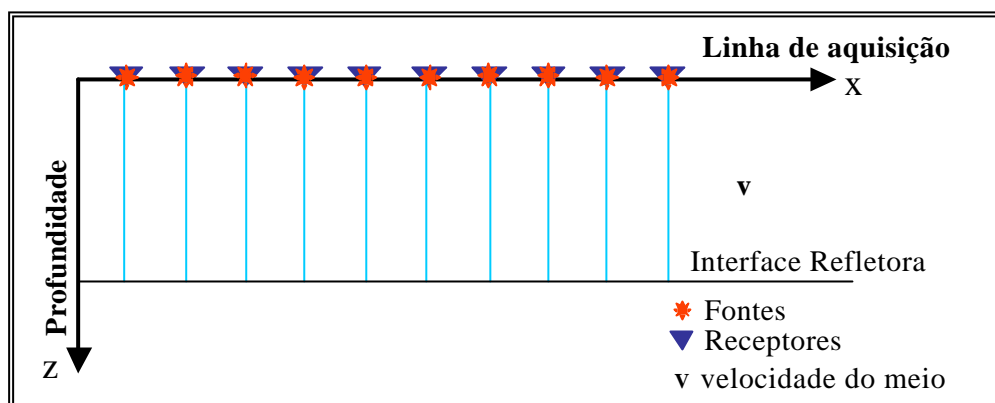


Figura 3.3. Ilustração da configuração AN (afastamento-nulo) onde a distância fonte-receptor é zero. Considerando o tempo-simples, esta seção é interpretada como refletor em explosão, e está relacionado ao conceito da onda hipotética denominada de Onda Normal (onda N).

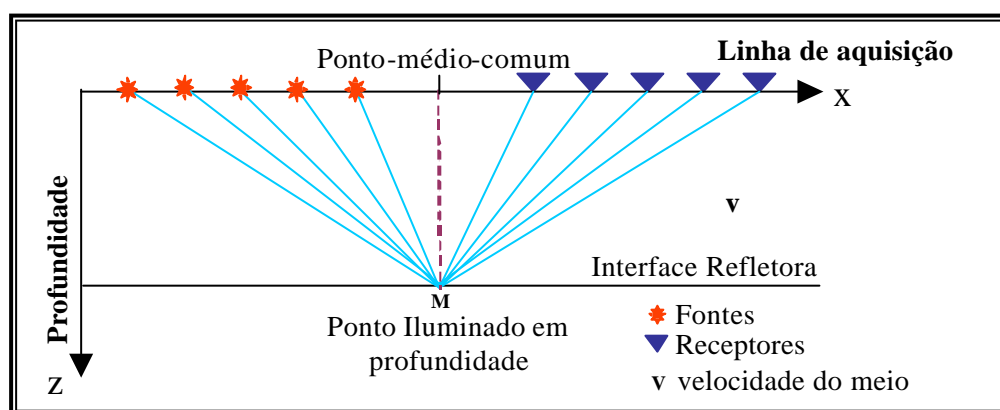


Figura 3.4. Ilustração da simetria da configuração PMC (ponto-médio-comum) com o ponto-comum-em-profundidade (PCP), mostrando a iluminação pontual em subsuperfície. Os receptores à direita correspondem às fontes à esquerda, e vice-versa.

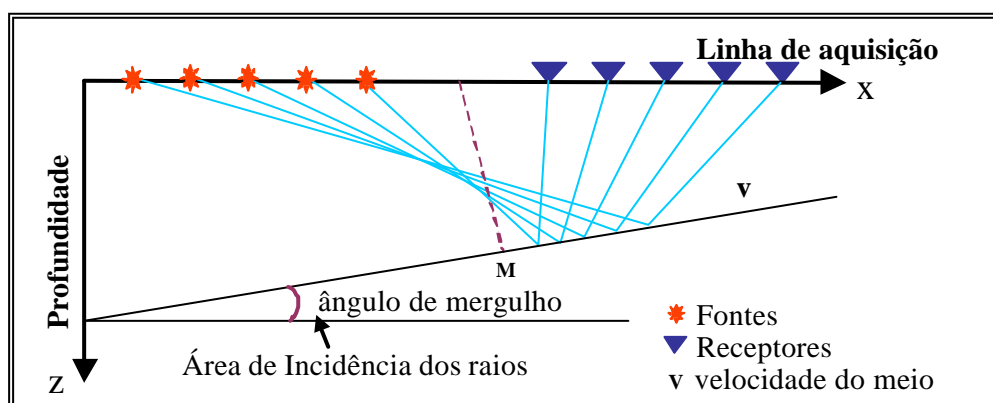


Figura 3.5. Ilustração da configuração PMC para um refletor plano-inclinado. Neste caso, não existe um PCP para coincidir com o PMC devido à inclinação do refletor, estando a iluminação distribuída numa área (superfície de reflexão comum). Os receptores à direita correspondem às fontes à esquerda, e vice-versa.

Na seção PMC a relação aplicável é x_m constante e h variável, sendo constituída por um painel paralelo ao eixo h no plano (x_m, h) . Na seção AC a relação aplicável é h constante, sendo constituída por um painel paralelo ao eixo x_m no plano (x_m, h) . O caso especial da seção AN é o plano frontal à direita do cubo de dados onde $h = 0$.

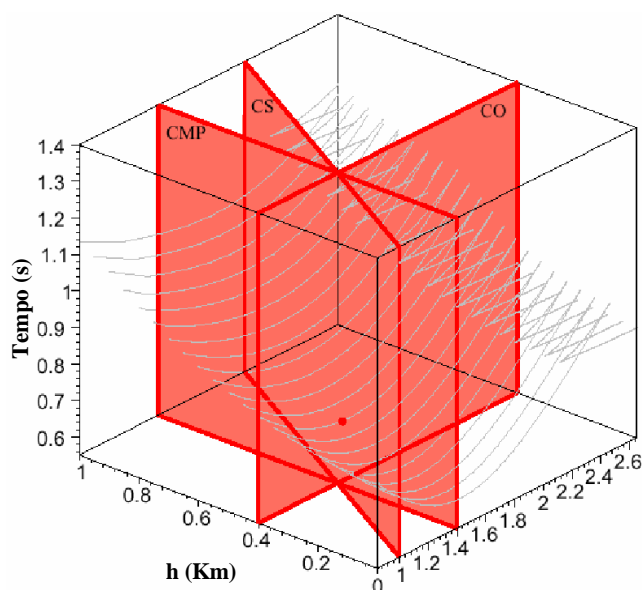


Figura 3.6. Cubo de dados de multi-cobertura onde estão ilustrados os arranjos afastamento-comum (AC=CO), fonte-comum (FC=CS) e ponto-médio-comum (PMC=CMP). Este cubo serve para ilustrar a direção dos arranjos. As relações matemáticas entre as coordenadas são: $h = (x_G - x_S)/2$, $x_m = (x_G + x_S)/2$. Onde x_G é coordenada do geofone; x_S é a coordenada da fonte; x_m é a coordenada do ponto-médio-comum; e h é o meio-afastamento. A representação matemática do conteúdo dos traços é expressa por $T(x_m, h)$.

3.2 MODELO CONVOLUCIONAL

Este modelo trata de descrever a constituição de um traço sísmico fundamentado em princípios da física e da teoria da comunicação, com o objetivo de entender as participações no problema de inversão. Sendo assim, um traço sísmico deve ser composto de uma componente determinística (não aleatória) e de uma componente não-determinística (aleatória).

O modelo convolucional é um princípio fundamental para representar traços sísmicos, e encontra o seu respaldo na solução geral da equação de onda, sendo considerado apenas o campo distante e o deslocamento registrado no sensor sendo proporcional ao deslocamento da partícula

do solo, ou da velocidade do solo, ou ainda da velocidade da partícula na fonte (AKI; RICHARDS, 1980).

Para o estudo presente, o modelo simples e conveniente para entender e descrever um traço sísmico é definido como a integral da convolução dependente do parâmetro horizontal do raio, p , na forma:

$$g(t, p) = w(t) * e(t, p) * r(t) * s(t, p) * r(t), \quad (3.1)$$

em que $w(t)$ representa o pulso-fonte efetivo, $e(t, p)$ é a função refletividade, $s(t, p)$ é a função sinal-mensagem e $r(t)$ é o ruído aditivo não contabilizado em $e(t, p)$ nem em $w(t)$. (Figura 3.7)

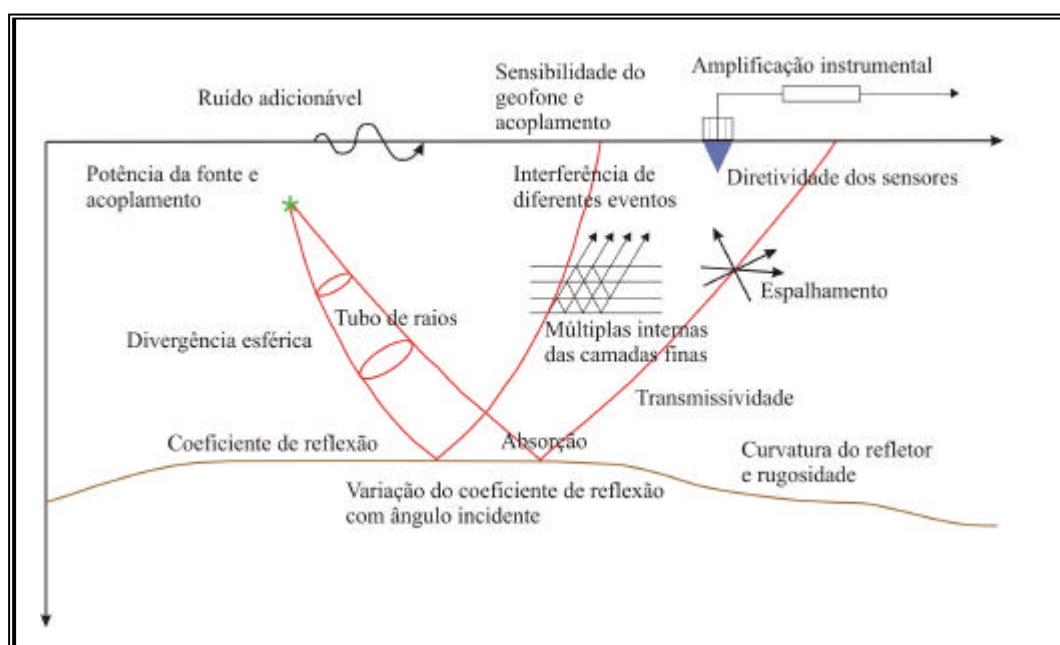


Figura 3.7. Fatores físicos que influenciam as amplitudes das ondas sísmicas importantes para a caracterização de ruídos sísmicos. (Desenhado a partir de SHERIFF, 1975).

Como descrever e o que fazer com a componente ruído (Figura 3.7) não é uma tarefa simples (OLHOVICH, 1964). No entanto, a descrição da componente ruído pode passar por um dos conceitos mais comuns que é o de ruído branco. Este é definido através da autocorrelação estocástica (uma vez que usamos o critério de processo aleatório para descrever o ruído) na forma hipotética dada por:

$$r_{rr}(t) = E[r(t) * r(t-t)] = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T r(t) * r(t-t) dt. \quad (3.2)$$

Por definição, um ruído é considerado branco se:

$$\langle s_r(t) s_r(t') \rangle = s_r^2 \delta(t - t'). \quad (3.3)$$

Em que $\delta(t)$ é o delta de Dirac e s_r^2 é a variância do ruído. Esta definição permite obter uma expressão espectral correspondente ao ruído branco, que é dada por uma constante; ou seja:

$$F_{rr}(f) = s_r^2. \quad (3.4)$$

3.3 FORMA BÁSICA DA EQUAÇÃO DE ONDA

Todos os modelos sísmicos têm que ter uma justificativa baseada na equação que rege a propagação das ondas sísmicas, e que tem várias formas (AKI; RICHARDS, 1980): acústica (equação de onda); elastodinâmica; anisotrópica; de força. A equação do movimento da partícula $u(x, y, z, t)$ da onda elástica da elastodinâmica em termos das componentes de deslocamento é escrita na forma:

$$\rho \ddot{u}_i = \rho \sigma_{ij,j} + f_i. \quad (3.5)$$

Uma solução para esta equação está diretamente relacionada ao modelo geométrico e às condições físicas (iniciais e contorno) impostas ao problema. Como por exemplo, meio formado de camadas plano-horizontal: método da refletividade; meios complexos: métodos de diferenças finitas; aproximações de alta frequência; teoria do raio.

A decomposição de Helmholtz leva a equação da elastodinâmica para as formas de potenciais $\phi(x, y, z, t)$ de deslocamentos, e para uma forma semelhante na propagação acústica [pressão, $P = P(x, y, z, t)$ substitui ϕ]:

$$\nabla^2 \phi = v^2 \rho^{-1} f. \quad (3.6)$$

Uma proposta para separar o efeito espacial do temporal é à base da teoria do raio que leva a uma aproximação de alta frequência para a equação de onda a partir da relação tensão-deformação. A expressão para o deslocamento $u_i(x, t)$ é escrita na forma:

$$u_i(x, t) = U_i(x) e^{i\omega t - i\omega x/v}, \quad (3.7)$$

em que a forma complexa é adotada para considerar o efeito de variação de fase. Nesta equação, ω representa a frequência angular, t o tempo, x a posição e $U_i(x)$ uma componente da

amplitude do campo deslocamento vetorial. Para o caso de frequência alta (ω grande) obtém-se a solução denominada de alta frequência. A quantidade real $\varphi(x)$ é denominada de iconal, ou função fase. $U_i(x)$ e $\varphi(x)$ dependem das coordenadas espaciais. A superfície onde $\varphi(x)$ é constante, $\varphi(x) = \varphi_0$, representa a frente de onda para um tempo específico t_0 (CERVENY, 1985; CERVENY; MOLOTKOV; PSENICK, 1977).

A solução proposta leva à equação iconal (para o cálculo do tempo de trânsito) e a equação de transporte (para o cálculo da amplitude). O método da série de raios escreve a expressão para U_i na forma:

$$U_i = \sum_{n=0}^{\infty} U_i^{(n)} \omega^{-n}, \quad (3.8)$$

a partir da qual se seleciona o tempo de ordem zero $U_i^{(0)}$ por ser mais conveniente, enquanto ordens superiores $U_i^{(n)}$ servem para outras investigações. A teoria do raio de ordem zero é muito conveniente para servir de base ao problema direto para os métodos de imageamento.

São necessárias argumentações para organizar o modelo, como aproximações matemáticas de conseqüência para que $\varphi(x)$ satisfaça uma equação do tipo iconal, e para que raios possam ser introduzidos. Segundo Cerveny (1985), a solução geométrica geral em meios heterogêneos para ondas compressoriais, em termos de coordenadas de raios para a componente longitudinal, com uma forma fisicamente conveniente, é dada por:

$$u_i(x,t) = \sum_{i=1,2,3} \frac{1}{\rho(x)v(x)} \frac{1}{L(x)} F(\theta) U[t - \varphi(x)]; \quad (3.9)$$

$L(x)$ representa o fator de espalhamento geométrico, $F(x=0)$ representa o padrão de radiação da fonte localizada na origem $x=0$, ρ é a densidade, v é velocidade e $\varphi(x)$ satisfaz a integral ao longo do raio:

$$\varphi(x) = \int \frac{dx}{v(x)}. \quad (3.10)$$

O meio mais simples conhecido é o verticalmente heterogêneo. Mesmo assim múltiplos eventos sísmicos se propagam de volta à subsuperfície, e a identificação de alguns eventos na superfície é realizada pelas propriedades cinemáticas, enquanto outros eventos são identificados

pelas propriedades dinâmicas. Em consequência disto, os atributos da frente de onda deve incluir parâmetros cinemáticos e dinâmicos.

3.4 MODELO DO EMPILHAMENTO NMO

Esta seção trata da descrição de aspectos físico e geométrico dos modelos para o cálculo teórico do tempo-duplo de trânsito, pondo em destaque em modelos de camadas plano-horizontais. Este modelo constitui a parte central deste estudo, e é aqui denominado de Modelo NMO.

Para o modelo clássico formado de camadas plano-horizontais (homogêneas e isotrópicas), com uma fonte pontual esfericamente simétrica em afastamento-nulo, o espalhamento de energia obedece a uma descrição dependente do tempo-duplo de trânsito vertical de cada camada, t_i . Considerando o caso de afastamento-nulo, o tempo duplo de propagação, $T(p, 0)$, em função do parâmetro horizontal do raio, é dado por:

$$T(p, 0) = 2 \sum_{i=1}^n t_i + 2 \sum_{i=1}^n \frac{z_i}{v_i}. \quad (3.11)$$

E o raio de curvatura da frente de onda para o tempo-duplo é dado por:

$$R_0(x, 0) = \frac{1}{v_0} \sum_{i=1}^n t_i v_i^2. \quad (3.12)$$

Em que, v_i é a velocidade, t_i é o tempo simples de trânsito vertical relativo à camada i e z_i é a espessura relativa à camada i e n é o índice do refletor (NEWMAN, 1973), ver figura 3.8.

O próximo caso estende ao afastamento arbitrário, sendo o tempo-duplo, $T(p, X)$, e o afastamento, $X(p)$, calculados de forma independente. Isto é, $T(p, X)$ não é escrito em termos de $X(p)$, e são dados por:

$$T(p) = 2 \sum_{i=1}^K \frac{t_i}{\sqrt{1 - p^2 v_i^2}}; \text{ e } X(p) = 2 \sum_{i=1}^K \frac{v_i^2 p t_i}{\sqrt{1 - p^2 v_i^2}}, \quad (3.13a, b)$$

sendo $p = \sin \theta_0 / v_1$, a vagarosidade ou parâmetro horizontal do raio, θ_0 , o ângulo de partida, $\theta = |\theta_0 / 2|$.

O atributo básico da frente de onda, resumido como o raio de curvatura, é dado por Newman (1973) (ver Figura 3.8):

$$R_0(x) = \frac{\sqrt{I \sum_{i=1}^K p^2 v_i^2} x^2 + 2x \sum_{i=1}^K z_i \frac{p v_i}{\sqrt{I \sum_{i=1}^K p^2 v_i^2}}}{p v_1} \quad (3.14)$$

A forma prática de trabalho requer que a equação temporal seja escrita em função do afastamento na forma geral $T = T(x; v, z)$, onde participam os parâmetros das camadas envolvidas (velocidade, v ; espessuras, z). Sendo assim, a correção ao afastamento-nulo utiliza a trajetória expressa pela lei hiperbólica que relaciona diretamente ao afastamento fonte-receptor (SHERIFF; GELDART, 1985) segundo a equação:

$$T^2(x) = T_0^2 + \frac{x^2}{v_{rms}^2}; \quad (3.15)$$

em que v_{rms} é a velocidade média-quadrática para o modelo de camadas plano-horizontais, e que pode ser reescrita em função do raio de curvatura, R_0 :

$$v_{rms} = \frac{\sum_{i=1}^n v_i R_0^{1/2}}{T_0} + \frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i} \left/ \frac{\sum_{i=1}^n z_i}{\sum_{i=1}^n v_i} \right. \quad (3.16)$$

A estrutura matricial aberta para a equação (3.15) tem a forma:

$$\begin{bmatrix} T_1^2 & 1 & x_1^2 \\ T_2^2 & 1 & x_2^2 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ T_n^2 & 1 & x_n^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} T_0^2 \\ \vdots \\ 1/v_{rms}^2 \end{bmatrix}; \quad (3.17)$$

e que será útil na inversão linear por reparametrização. A figura 3.8 ilustra o caso de camadas planas e os parâmetros envolvidos nas equações, e ainda poderíamos adicionar o conceito da Zona de Fresnel, o que é visto no próximo capítulo.

Com a resposta ao impulso (3.15) e um pulso-fonte efetivo teórico, sismogramas simples podem ser construídos considerando o modelo da convolução simples.

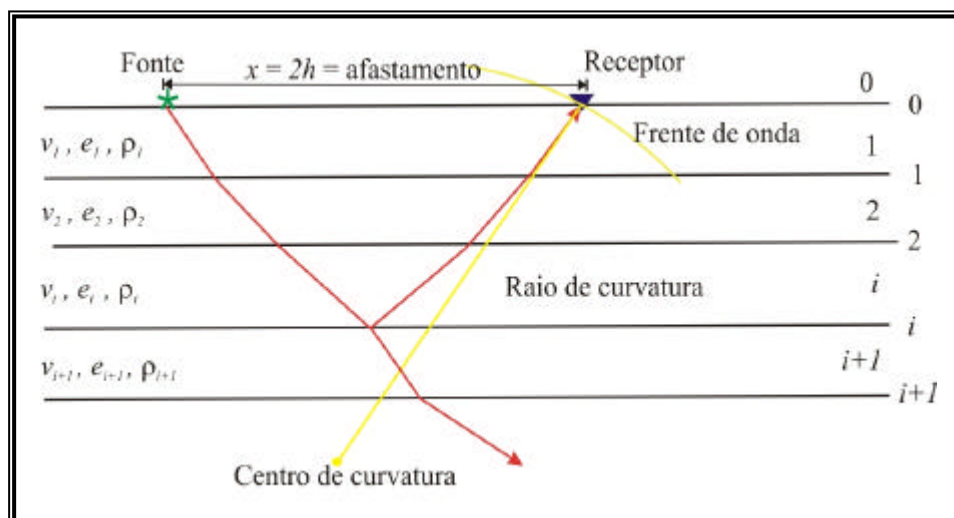


Figura 3.8. Modelo de camadas plano-horizontais (homogêneas e isotrópicas) entre dois semi-espacos (meio 1D). Indicação da numeração das camadas e das interfaces. Representação da divergência esférica. Simetria radial.

3.5 MÉTODO HERGLOTZ-WICHERT-BATEMAN (HWB)

O objeto da presente seção é apresentar um resumo do método HWB, que corresponde ao método de inversão direta. Este método foi aplicado para estudar a estrutura interna da Terra a partir de observações sismológicas das ondas diretas P e S para a escala global. O livro de Grant e West (1965) apresenta uma extensão do método HWB para a escala de exploração (Figura 3.9).

A importância deste método recai na propriedade básica em que as camadas são resolvidas de cima para baixo, o que é denominado de método em cascata, ou por dissecação; em outras palavras, para se resolver à camada de baixo tem-se primeiro que resolver a camada de cima. Este princípio deve ser considerando em todos os métodos de inversão de dados de reflexão e de refração.

O método HWB é baseado na transformada de Abel cujo par é dado por:

$$g(x) = \int_x^a \frac{f(\xi)}{\sqrt{\xi^2 - x^2}} d\xi; \quad f(\xi) = \frac{1}{\xi} \frac{d}{d\xi} \int_{\xi}^a \frac{g(x)}{\sqrt{x^2 - \xi^2}} dx. \quad (3.18, 19)$$

Os cálculos de tempo e distância, respectivamente $T(p)$ e $X(p)$, para uma distribuição contínua de velocidades, são dadas por:

$$T(p) = 2 \int_0^{z^*} \frac{v(z) dz}{v^2(z) - v^2(z^*)^{1/2}}; \quad (3.20)$$

$$X(p) = 2 \int_0^{z^*} \frac{v(z) dz}{v^2(z) - v^2(z^*)^{1/2}}. \quad (3.21)$$

Estas integrales são ajustadas ao par de transformadas de Abel, e resultam no modelo inverso dado por:

$$z(u) = \frac{1}{2} \int_0^{X(u)} \frac{X(u)}{\cosh^2 \left(\frac{p}{u} \right)} dx. \quad (3.22)$$

Em que $u = u(z)$ é o valor da vagarosidade no ponto razante do raio onde a informação de velocidade é dada por $u(z) = 1/v(z)$, e a equação calcula a profundidade z .

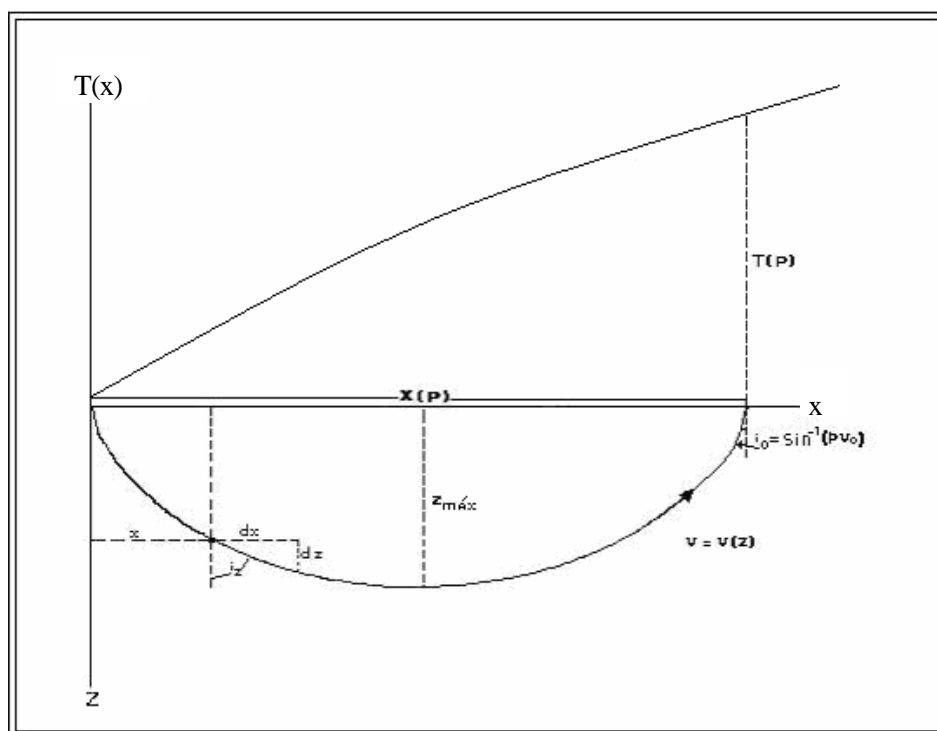


Figura 3.9. Interpretação geométrica do método HWB. (a) Na parte de cima é mostrado a curva tempo-distância relativa a uma variação contínua (suave) de velocidade com a profundidade. (b) Na parte inferior é mostrado a seção profundidade com um raio traçado da fonte ao sensor para uma variação de velocidade com a profundidade, e a profundidade máxima de penetração do raio $z_{máx}$.

Para o modelo exploracional, um modelo conveniente para uma variação contínua de velocidade com a profundidade é dado pela equação binomial:

$$v(z) = v_0^{(p)} \left(\frac{z}{k_p} \right)^{1/p} \quad (3.23)$$

A figura 3.9 apresenta a interpretação geométrica deste método. A partir deste modelo pode se discretizar o meio de forma a criar um modelo de partida para a inversão, bem como obter fórmulas aproximadas para cálculo de tempo de percurso. Fórmulas fundamentais das leis de velocidades são: $p = 2$, parabólica; $p = 1$, linear; $p = 0$, exponencial.

O método HWB é o representante maior da inversão direta, e corresponde ao caso de trajetórias de refração contínua (não-crítica) onde o perfil de velocidade varia com a profundidade $v = v(z)$.

O tão desejado modelo de velocidade é fundamental na sismica para que se proceda ao imageamento, finalidade maior da sismica. Existem vários tipos de velocidades para descrever o subsolo: do meio, de formação, aparente, 2D, 3D, de empilhamento, intervalar, média-quadrática, de migração, tomográfica, macro-modelo, iso-modelo, espectral, etc. A estimativa da velocidade a partir dos dados sísmicos observados é um problema de inversão mal-posto, por não satisfazer a todas as condições do problema bem-posto. Além disso, as descrições dos dados observados levam a caracterizar o problema de inversão como um problema mixto, contrariamente a um problema sobre-determinado-puro, ou sub-determinado-puro (MENKE, 2002). A função velocidade pode variar arbitrariamente, tanto com a profundidade quanto ao longo da direção horizontal. Em muitas situações práticas, temos uma informação *a priori* que descreve o comportamento geral da função velocidade, e serve de vínculo a informação contida no dado sísmico.

Um exemplo típico de inversão direta é a estimativa da velocidade para um modelo de camadas plano-horizontais segundo a solução de Dix (1955). Neste modelo, a função velocidade RMS é calculada a partir dos dados, e em seguida a fórmula de Dix permite estimar a função velocidade intervalar (HUBRAL; KREY, 1980).

A estimativa da velocidade intervalar pela fórmula de Dix está baseada no procedimento mais simples de imageamento que é NMO+empilhamento. A velocidade de melhor focalização descreve corretamente os retardos (sobre-passos) relativos entre os eventos refletidos a partir de uma mesma descontinuidade em subsuperfície e registrados em diferentes sensores distribuídos

na superfície. A primeira etapa de um procedimento da estimativa da velocidade é calcular os retardos relativos das reflexões registradas, dentro de uma família de traços sísmicos, em função da coordenada fonte-receptor.

Quando as reflexões são originadas a partir de uma interface plana, e o meio sobre a interface é isotrópico e homogêneo, o sobre-tempo tem a forma hiperbólica. A velocidade focalizada é o parâmetro que descreve a hipérbole sobre a qual podemos somar os eventos e produzir uma imagem bem-visualizada da interface plana; esta velocidade é usualmente chamada de velocidade de empilhamento. Taner e Koehler (1969) descrevem a técnica de espectro de velocidades de empilhamento, calculado a partir da correção NMO para uma família CMP, para um valor de t_0 , e dentro de uma janela de velocidades dada.

A horizontalidade dos eventos nas famílias CMP com correção NMO é determinada através de uma medida de coerência como, por exemplo, o *Semblance* dado por:

$$S(x_0, t_0; v_0) = \frac{\int_{t_0 - \Delta t/2}^{t_0 + \Delta t/2} \int_{n_h - h/h_0}^{n_h + h/h_0} A(x_0, h, t; v_0)^2 dt dn_h}{\int_{t_0 - \Delta t/2}^{t_0 + \Delta t/2} \int_{n_h - h/h_0}^{n_h + h/h_0} A(x_0, h, t; v_0)^2 dt dn_h}; \quad (3.24)$$

e desenhado na figura 3.10. Na equação acima, $A(x_0, h, t; v_0)$ é a amplitude do traço nos pontos da malha na trajetória de empilhamento ao afastamento-nulo, com referência a um ponto $P_0(x_0, t_0)$ e para uma velocidade v_0 . O somatório externo em t , Δt é uma janela temporal Δt relativo a pulso efetivo; o somatório Δn_h é executado na janela espacial do afastamento Δn_h .

As velocidades de empilhamento correspondem ao máximo espectral, que pode ser marcado automaticamente por métodos de otimização, e posteriormente editado manualmente. Quando a subsuperfície é estratificada horizontalmente, as reflexões a partir das interfaces planas são bem descritas por funções “hiperbólicas”, e a velocidade de empilhamento varia com a profundidade-tempo da interface; isto é, a velocidade de empilhamento é uma função do tempo de trânsito duplo, t_0 , do ápice da hipérbole. A função da velocidade de empilhamento representa uma velocidade média, e não pode ser usada diretamente para transformar o tempo de trânsito duplo em profundidade. Em contraste, em meios mais complexos a velocidade de empilhamento

não é igual à velocidade RMS, e a estimativa da função velocidade intervalar a partir da função velocidade média está muito longe de ser unívoca.

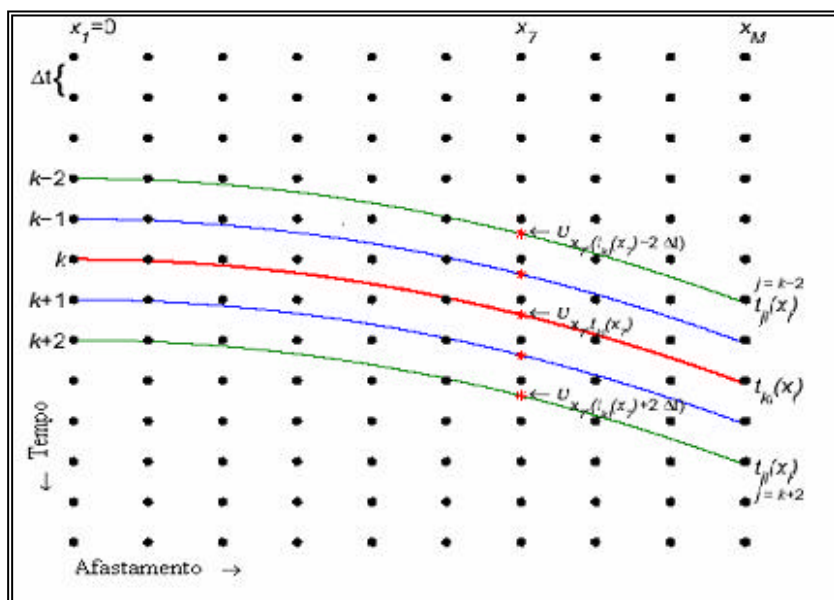


Figura 3.10. Ilustração das trajetórias hiperbólicas e das janelas envolvidas no cálculo da função *semblance*, na correção NMO e no empilhamento NMO.

A Figura 3.11 serve como ilustração do processo de correlação visual sobre uma seção sísmica simulada ao afastamento-nulo, onde linhas podem ser traçadas para representar a interpretação geométrica da seção, como mostra a Figura 3.12. Os eventos são visualmente fortemente correlacionáveis, e este dado real serve para ilustrar a presença marcante de formações plano-horizalizadas, cujo modelo é usado no empilhamento NMO, na definição da velocidade RMS, e para justificar o método de inversão aqui abordado.

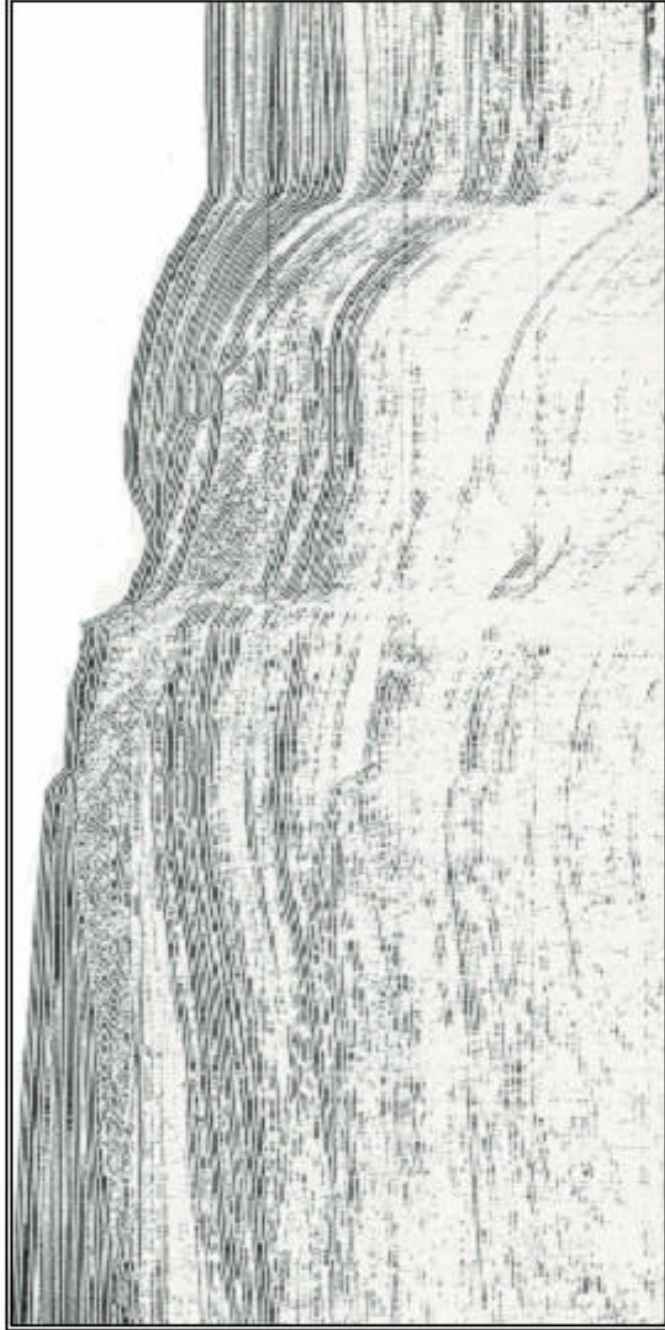


Figura 3.11. Exemplo de seção sísmica em afastamento-nulo para interpretação por correlação visual de eventos traço-a-traço. (KEAREY; BROOKS, 1984). Este exemplo didático serve para mostrar a presença de estruturas sub-horizontais a plano-horizontais na seção.

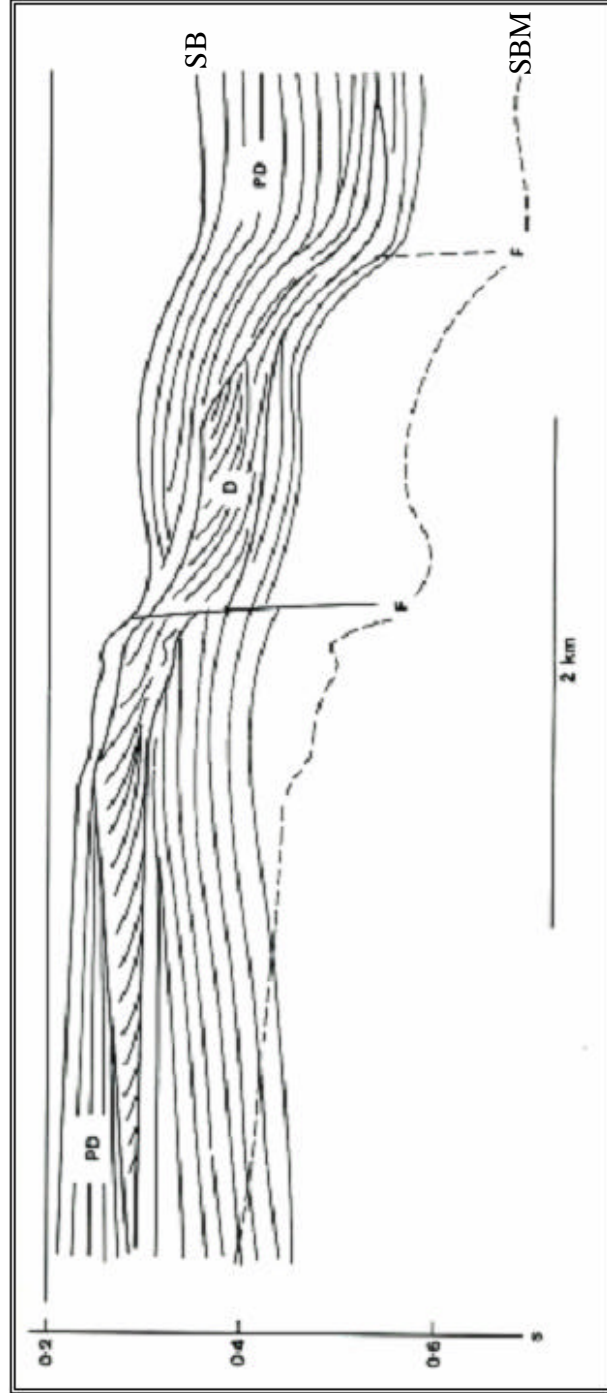


Figura 3.12. Traçado da interpretação visual traço-a-traço correspondendo a estratigrafiação da seção sísmica anterior. Este exemplo didático serve para mostrar a presença de estruturas sub-horizontais a plano-horizontais na seção, e justificar, assim, o modelo utilizado.

4 RESOLUÇÃO TEMPO-ESPACIAL

Este capítulo trata de fundamentos relevantes ao problema de resolução tempo-espacial na sísmica de reflexão, com o objetivo de conceituar os efeitos da discretização do campo de onda pela amostragem temporal-espacial nos canais de registro eletrônico-digital, pelos parâmetros físicos do levantamento (espaçamento fonte-receptor), e pela seleção posterior no cubo de cobertura múltipla para obter outras configurações, como a PMC de trabalho. Estes efeitos devem ser considerados para estabelecer as formas de incorporação às janelas do processamento voltado à inversão, uma vez que o fenômeno físico é descrito no contínuo, e o processo de inversão (bem como o processamento, a migração, o imageamento) é realizado no discretizado.

A importância deste capítulo reside no fato de que os efeitos da discretização e da janela tempo-espacial (do meio e dos dados) são em parte responsáveis por provocar a não-unicidade no processo de inversão.

Por janela temporal, queremos dizer a operação matemática de truncamento dos dados, o que é expresso por: $s_w(t) = s(t)w(t)$; onde $w(t)$ é a janela retangular; $s(t)$ é o traço completo; e $s_w(t)$ é o traço janelado que se tem para o processamento.

Por discretização temporal, queremos dizer a operação matemática que descreve a amostragem dos dados, o que é expresso por: $s_{\Delta t}(t) = s(t) \sum_{n=0}^{n-1} \delta(t - n\Delta t)$; em que $\sum_{n=0}^{n-1} \delta(t - n\Delta t)$ representa a função amostragem uniforme; $s(t)$ representa o traço completo, e $s_{\Delta t}(t)$ representa o traço discretizado que se tem para o processamento.

No domínio do tempo, são resumidas a uma expressão que reúne as duas operações ($x = \text{fixo}$): $s_{w\Delta t}(t; x) = s(t; x)w(t; x) \sum_{n=0}^{n-1} \delta(t - n\Delta t; x)$. Este conceito pode ser estendido ao domínio do espaço ($t = \text{fixo}$) na forma: $s_{w\Delta t}(x; t) = s(x; t)w(x; t) \sum_{n=0}^{n-1} \delta(x - n\Delta x; t)$. E ainda: $s_{w\Delta t}(t, x) = s(t, x)w(t, x) \sum_{n=0}^{n-1} \sum_{m=0}^{m-1} \delta(t - n\Delta t, x - m\Delta x)$.

Um dos assuntos principais do presente capítulo é voltado à resolução horizontal definida através da Zona de Fresnel (ZF) como janela física para empilhamento, obtenção dos atributos de frente de onda e para o imageamento.

A literatura básica para esta análise é, entre outros, Vermeer (1999) quanto à amostragem tempo-espacial, Ziolkowski e Fokkema (1986), Sheriff e Geldart (1982) quanto à resolução vertical e Hubral et al. (1993) quanto à resolução horizontal.

4.1 TEOREMA WITTAKER-SHANNON-KOLTENIKOV

O chamado paradoxo da amostragem tem base no teorema da amostragem Shannon-Koltenikov-Wittaker (SKW) na forma n -dimensional generalizado, como formulado em Peterson e Middleton (1962) que estabelece que a malha de amostragem mais eficiente (ou seja, que necessita de uma quantidade mínima de pontos amostrados por hipervolume) não é necessariamente a malha retangular.

Em uma dimensão, a primeira parte do teorema SKW é que se uma função $s(t)$ não contém frequências maiores do que f_M , então $s(t)$ pode ser completamente determinada por seus valores em intervalos uniformes, Δt , menores ou igual a $1/2f_M$. A função $s(t)$ é de espectro limitado, se:

$$S(f) = 0, \quad |f| > f_M \quad (4.1)$$

A segunda parte do teorema como uma função bandeada $g(t)$, amostrada no maior intervalo de tempo permitido, $\Delta t = 1/2f_N$, para que não haja continuação é que ela pode ser interpolada segundo a expressão:

$$g(t) = \sum_n g_s(nT) \frac{\text{sen}(\pi N(t - nT))}{\pi N(t - nT)}. \quad (4.2)$$

A continuidade desta análise tempo-espaco é naturalmente conduzida no domínio da transformada de Fourier (domínio da frequência); ou seja, no domínio da frequência tempo-espacial. Para isto temos a Figura 4.1 que apresenta o bi-espectro relacionado às configurações anteriores.

Se o espectro bi-dimensional for zero fora do quadrado, então a amostragem quadrada como descrita para (x_s, x_r) na Figura 4.1a é eficiente. Porém, se o espectro bi-dimensional for zero fora do paralelogramo, então a amostragem oblíqua como descrito para (x_m, x_0) na Figura 4.1b é eficiente. Conseqüentemente, o caminho mais eficiente para amostrar corretamente no sistema (x_m, x_0) é a amostragem quadrada das fontes e receptores.

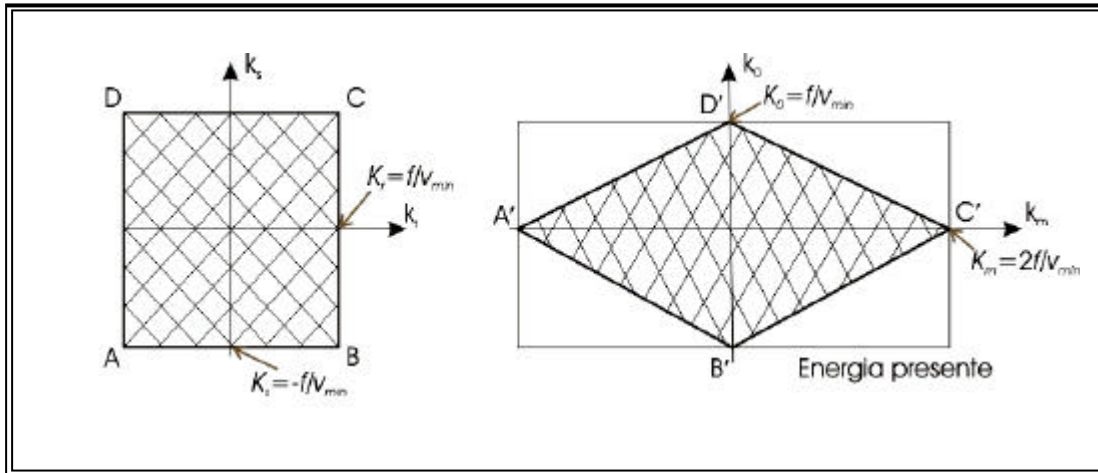


Figura 4.1. Regiões com e sem energia a partir de um plano de bi-freqüência comum. (a) Energia em (k_s, k_r) é limitada pelas linhas $k_{s, r} = \pm f/V_{min}$. (b) Energia em (k_m, k_o) não é limitada pelas linhas $k_m = \pm 2f/V_{min}$ e $k_o = f/V_{min}$, mas pelo mapeamento em forma de losango da área hachurada na Figura 4.1a, uma vez que a velocidade aparente ao longo de x_m, v_m , é igual a $v_r/2$.

4.2 RESOLUÇÃO TEMPORAL E DISCRETIZAÇÃO

Seguindo a descrição de Vermeer (1999), a resolução temporal tem dois aspectos práticos. Para tornar o primeiro mais claro, o modelo convolucional é conveniente para descrever um sismograma, e a transformação do domínio do tempo para o da freqüência, numa posição espacial fixa qualquer, é expressa por:

$$S(\omega) = M(\omega)P(\omega)R(\omega) + N(\omega). \quad (4.3)$$

Este é um processo em cascata que identifica a necessidade que haja ressonância entre as três partes envolvidas: a fonte $P(\omega)$, o meio $M(\omega)$ e o receptor $R(\omega)$, tendo sido adicionado uma componente ruído, $N(\omega)$ Vermeer (1999).

A amostragem temporal do traço é o resultado do sistema eletrônico que procura simular a amostragem matemática. O intervalo de amostragem é, por exemplo, da ordem de 2 ms numa janela com 3000ms de registro. O efeito da amostragem matemática uniforme descrita pelo teorema Shannon-Koltenikov-Wittaker em uma dimensão, que define a freqüência temporal máxima resolvível, denominada de freqüência Nyquist temporal, e expressa em 1D por:

$$f_N = \frac{1}{T_N} = \frac{1}{2\Delta t}, \text{ [Hz]}. \quad (4.4)$$

Como exemplo, um valor de referência corresponde a 250Hz para $\Delta t = 2 \text{ ms}$.

Os sensores sísmicos têm, normalmente, uma frequência natural de 10Hz, são amortecidos quase que criticamente, têm um corte rápido nas baixas frequências, e uma resposta estável nas frequências altas. Além disso, o sistema sismográfico é construído com um filtro anti-alias (tipo passa-baixa) embutido (Figura 4.2).

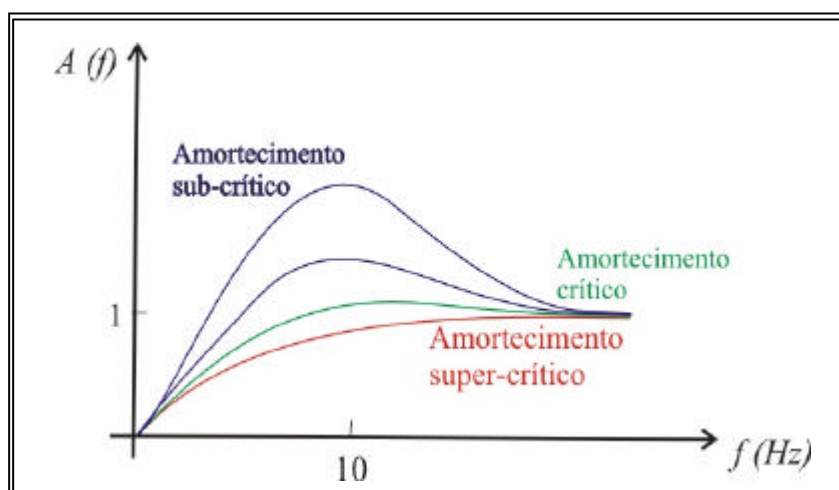


Figura 4.2. Ilustração da resposta clássica do geofone (transdutor eletromagnético) com amortecimentos subcríticos, críticos e supercríticos. O receptor e a fonte devem estar em ressonância, uma vez que o meio é considerado ter resposta completa.

A partir da descrição da geometria de tiro na Figura 4.3, é importante o entendimento da relação entre a configuração de tiro com os dois sistemas de coordenadas (t, x_s, x_r) e (t, x_m, x_0) . O exemplo da Figura 4.3 (parte superior) é uma geometria de tiros unilaterais com espaçamento uniforme, onde cada ponto representa um traço sísmico com tiro em $x=x_s$ e a estação receptora em $x=x_r$. Na parte central da figura, as posições do tiro e do receptor são indicadas ao longo da linha sísmica com coordenada x . Para simplificação, somente 11 tiros com 8 receptores foram considerados. O espaçamento de amostragem entre as fontes é o mesmo espaçamento de amostragem entre os receptores $\Delta x_s = \Delta x_r$. Novamente, O efeito da amostragem matemática uniforme é descrito pelo teorema Shannon-Koltenikov-Wittaker em uma dimensão, que define a frequência espacial máxima resolvível, denominada de frequência Nyquist espacial, e expressa em 1D por:

$$f_N \approx \frac{1}{\Delta_N} \approx \frac{1}{2\Delta x}, \text{ [frequência espacial]}. \quad (4.5)$$

Como exemplo, um valor de referência corresponde a 0,02 cpm ($\Delta_N \approx 50\text{m}$) para $\Delta x \approx 25\text{ m}$.

Na parte inferior, a configuração de tiro é mostrada no sistema de coordenadas (x_m, x_0) . A parte superior da Figura 4.3 é chamada de diagrama de superfície, e a parte inferior como diagrama de subsuperfície.

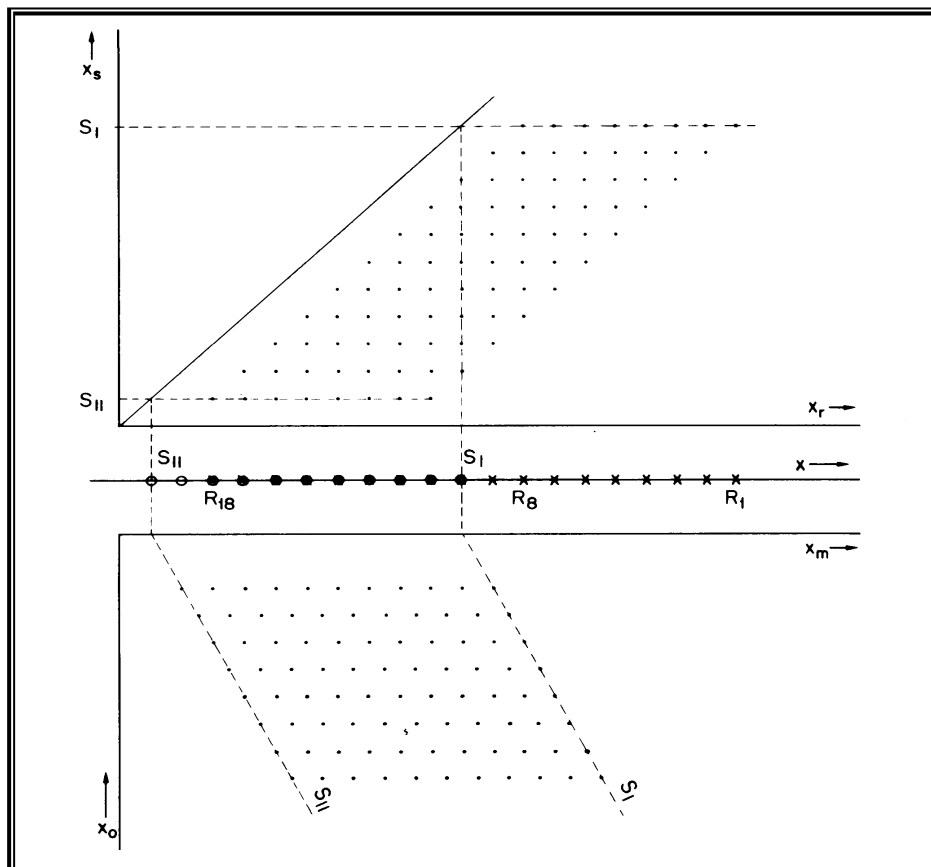


Figura 4.3. Geometria de tiros unilaterais com espaçamento uniforme. As fontes se movem da direita para a esquerda. A energia da fonte S_1 é registrada pelos receptores R_8, \dots, R_1 , etc. Na parte superior temos o sistema de coordenadas (x_s, x_r) , onde cada ponto representa um traço neste sistema. No meio estão as posições das fontes e os dos receptores ao longo da linha sísmica, e na parte inferior o sistema de coordenadas (x_m, x_0) .

4.3 RESOLUÇÃO ESPACIAL

4.3.1 Resolução espacial vertical

Segundo Sheriff e Geldart (1982), o termo resolução é referido à separação mínima necessária entre dois eventos semelhantes para visualizar a separação entre eles, em vez de visualizar um evento único. Em relação às ondas sísmicas, podemos distinguir duas situações: (i)

resolução vertical entre duas interfaces que devem ser marcadas como refletores individuais; e (ii) resolução horizontal para dois eventos, envolvendo uma única interface, cuja distância entre eles deva ser suficiente para mostrar eventos individuais.

Um conceito simples e direto é considerar hipoteticamente um pulso sísmico extremamente concentrado (tipo delta de Dirac) onde a resolução não seria um problema. No entanto, os pulsos sísmicos reais possuem uma faixa limitada de frequências. Considerando uma onda plana vertical (ciclo monocromático de frequência temporal f) incidente numa camada plana horizontal de espessura z , a reflexão da interface inferior é retardada por $(2z/f)$ em relação à superfície superior. Pode-se dizer que existem duas ondas quando a chegada da segunda onda causa uma mudança perceptível com relação à chegada da primeira onda.

Sheriff e Geldart (1982) apresentam a definição do limite de resolução como sendo a condição de dois eventos serem separados por um meio-ciclo ($T/2$), de forma que os efeitos de interferência sejam maximizados, sendo que a interferência pode ser construtiva ou destrutiva.

4.3.2 Resolução espacial horizontal

A resolução horizontal é definida através do conceito de Zona de Fresnel (ZF) da ótica geométrica como esboçado na Figura 4.4, e para isto seguimos a descrição de Sheriff e Geldart (1982). Na Figura 4.4, a fonte e o receptor são coincidentes em S . SP_0 é perpendicular ao plano refletor, e os raios R_1, R_2, \dots, R_n são tal que as distâncias SP_0, SP_1, \dots, SP_n diferem entre si de $\lambda/4$, onde $\lambda = vT$, sendo v a velocidade e T o período temporal da onda, λ o comprimento de onda e n o índice da ZF. Desta forma, $h_{n+1} = h_n + \lambda/4$, e a condição imposta à física do problema é para $h_n \ll R_n$ (BURNETT; HIRSCHBERG; MARK, 1958).

Considerando uma onda monocromática pontual descrita por $A \cos \omega t$ para a fonte, a energia (W_T) de retorno a S a partir da $(n+1)$ -ésima zona é dada por uma série alternante, $W_T = S_1 - S_2 + S_3 - S_4 + \dots$, em que S_{n+1} é uma quantidade positiva obtida por A vezes um fator. Como S_n diminui quando n aumenta, a série converge, e se escreve que:

$$W_T = \frac{1}{2} S_1 - \frac{1}{2} S_1 + S_2 - \frac{1}{2} S_3 + \frac{1}{2} S_3 - S_4 + \frac{1}{2} S_5 - \dots \quad (4.6)$$

Como os termos entre parênteses são aproximadamente zero, então:

$$W_T \approx \frac{1}{2} S_1. \quad (4.7)$$

Isto significa que a principal contribuição para o sinal refletido vem da primeira zona de Fresnel (PZF) definida com $n=1$. O raio desta zona pode ser usado como uma medida da resolução horizontal, e é dado por:

$$R_1 \approx \frac{1}{2} h_0 \sqrt{\frac{2vt}{f}}, \quad (4.8)$$

em que h_0 é a profundidade do refletor, t é o tempo de chegada, v é velocidade média e f é a frequência temporal. A discussão considera uma fonte pontual, para os quais as trajetórias de percurso fonte-receptor diferem por um meio-ciclo para sucessivas ZF.

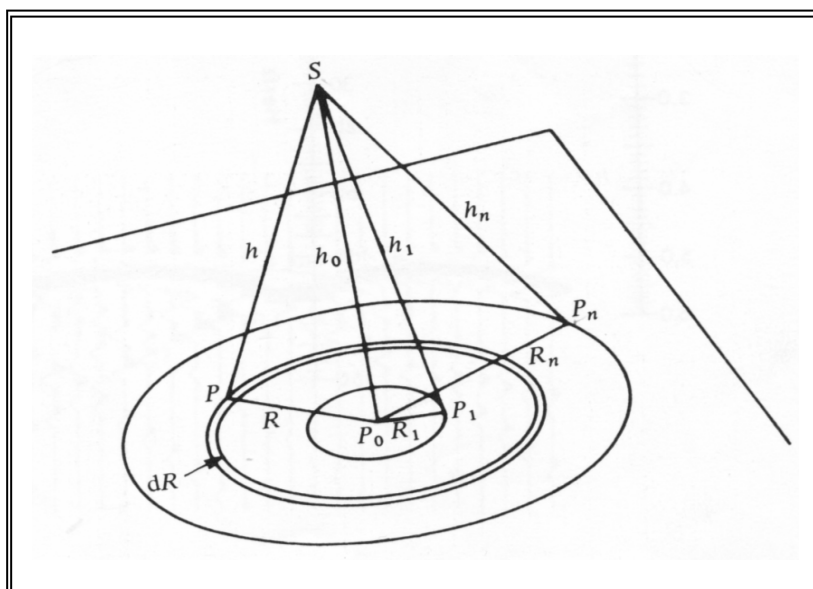


Figura 4.4. Definição geométrica da ZF no espaço da superfície em profundidade $Z=h_0$. A fonte pontual e o receptor estão localizados no mesmo ponto S. h_0 é a distância vertical ao refletor. R_n são os raios das ZF, medidas a partir do ponto P_0 , dR é o incremento infinitesimal do raio.

As ZF podem ser especificadas em relação a uma onda plana incidente em vez de uma onda esférica. Neste caso, a diferença é de meio ciclo entre as sucessivas ZF que têm que ser acomodadas inteiramente na trajetória do raio da parte refletor-receptor. Isto resulta no alargamento da ZF, e o raio neste caso é dado por:

$$R_1 \approx \frac{1}{2} h_0 \sqrt{\frac{2vt}{f}}. \quad (4.9)$$

A ZF pode ser analisada como o volume envolvido contendo trajetórias mais longas do que a trajetória mínima (trajetória de Fermat) pela quantidade $\lambda/2$ (Figura 4.5). Este conceito é útil para análise de certos tipos de problemas como o de volume estratigráfico (LINDSEY, 1989).

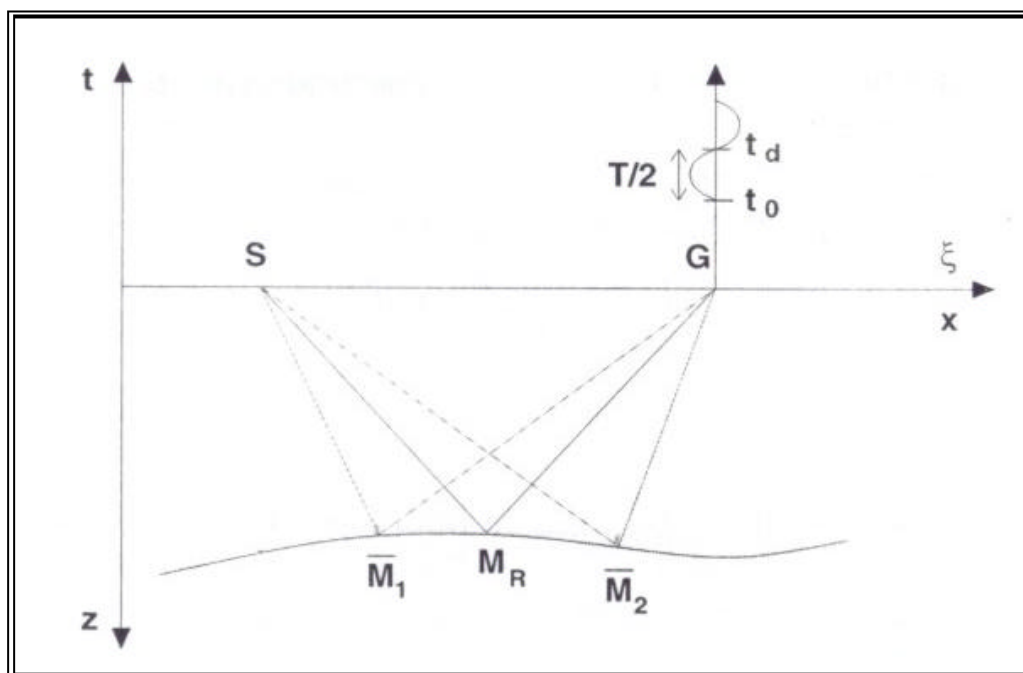


Figura 4.5. Definição temporal. A diferença entre o tempo de trânsito t_0 do raio refletido de Snellius (SM_RG) e o tempo de trânsito, t_d , do raio difratado [$(S\bar{M}_1G)$ ou $(S\bar{M}_2G)$] define a PZF. Condição de afastamento-qualquer.

A teoria do raio de ordem zero, como usada na ótica geométrica, é uma aproximação de alta frequência para o fenômeno de propagação de onda. No entanto, a frequência nos dados de reflexão sísmica é geralmente muito baixa, se comparada com o comprimento de onda dominante na escala das camadas da subsuperfície a ser imageada (Figura 4.6).

O volume de Fresnel (VF) é definido como a região espacial na vizinhança do raio matemático que influencia o tempo-harmônico do campo de onda registrado no extremo do raio. (HUBRAL et al., 1993). A PZF é um conceito importante no imageamento por empilhamento, e relacionada à resolução horizontal. A ZF em 2D é definida como sendo um corte perpendicular ao raio central no VF 3D. Em geral na sísmica, a ZF não é circular, mas tem uma forma elíptica, uma vez que ela tem uma expressão matemática da forma $f=f(x_m, h)$. A dimensão da PZF é freqüentemente usada como uma medida de resolução lateral, e depende da frequência dominante do pulso em propagação, da velocidade do meio e do tempo de trânsito (ou distância fonte-

receptor). Em 2D, o termo ZF não é correto uma vez que não existe uma extensão na direção y (perpendicular ao plano- xz). Conseqüentemente, o termo segmento de Fresnel pode ser mais apropriado em 2D (Figura 4.6).

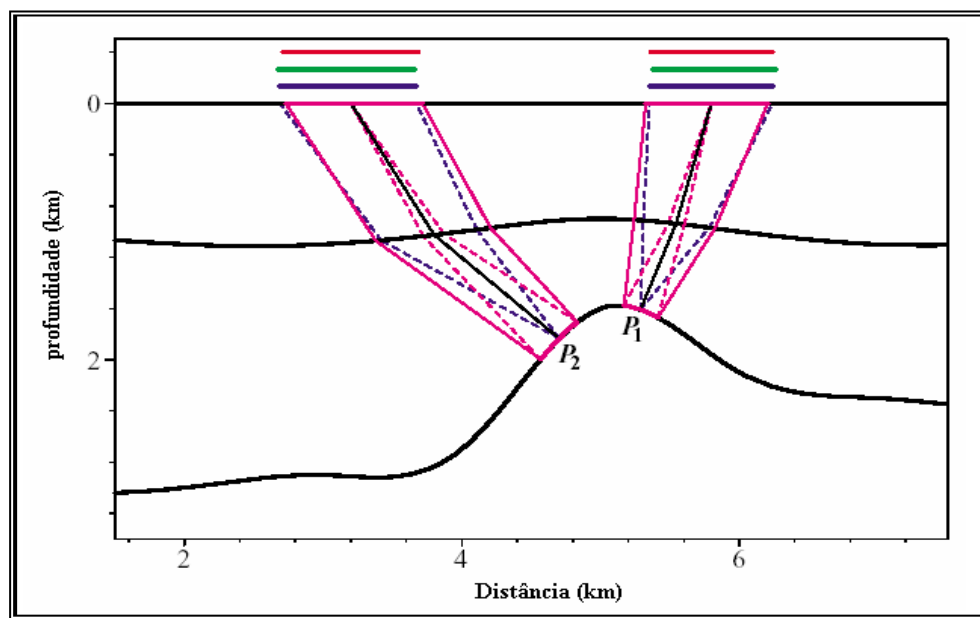


Figura 4.6. Exemplo da Zona de Fresnel Projetada na superfície de observação. A extensão da ZFP serve para marcar a janela de observação. A ZFP foi calculada para dois raios NIPs: P_1 e P_2 . Na cor rósea tem-se a projeção direta da ZF limitada pelos raios normais. Na cor azul tem-se a ZF segundo a equação $|t_D(x) - t_R(x)| \leq T/2$ baseada no tempo de trânsito segundo a teoria do raio. Nas cores verde e vermelha tem-se a ZFs baseadas nas aproximações hiperbólica e parabólica, respectivamente. A frequência dominante utilizada foi 30 Hz para cálculo destas ZFs. As linhas contínuas representam raios normais de AN, e as linhas tracejadas representam raios difratados (MANN, 2002).

A interseção do primeiro volume de Fresnel com um dado refletor é denominada de Primeira Interface da ZF (PIZF) que define a resolução máxima alcançável em termos de propriedades do refletor. A PIZF no domínio da profundidade corresponde à primeira zona de Fresnel projetada (PZFP) no domínio do tempo na superfície, onde a principal contribuição é originada no segmento de um refletor no domínio da profundidade, e pode ser encontrada dentro da PZFP associada no domínio do tempo. A ZF é utilizada para definir a janela espacial para o cálculo do mínimo local do semblance no empilhamento CRS, e a PZFP representa a abertura ótima para qualquer processo posterior ao empilhamento, no entanto, em termos práticos, apenas para um modelo uniforme (MANN, 2002). Sendo assim, uma abertura larga diminuirá a resolução do resultado em termos das propriedades do refletor, e uma abertura pequena, também

não aumentará a resolução, uma vez que o número de contribuições dos traços diminui. Devido ao inevitável ruído presente nos dados, isto reduz a estabilidade dos métodos de imageamento baseados em dados.

A extensão temporal da ZF no refletor, para uma onda mono-freqüência, é definida como a diferença entre tempos de trânsito selecionado igual ou menor do que a metade do período, $T/2$, da onda. Esta diferença de tempo de trânsito corresponde às diferentes trajetórias do raio refletido (SM_RG) e dos raios difratados ($S\bar{M}_1G$) e ($S\bar{M}_2G$), com seus tempos de trânsito associados. Na Figura 4.5 (KRAVTSOV; ORLOV, 1980), o ponto M_R é um ponto de reflexão especular, enquanto que os pontos \bar{M}_1 e \bar{M}_2 são pontos de difração:

$$|t_D(x_R) - t_R(x_P)| \leq |t(S, G) - t(S, \bar{M}_1) - t(\bar{M}_1, G)| \leq \frac{T}{2}. \quad (4.10)$$

Normalmente, o pulso em propagação não é mono-freqüência, mas sempre um sinal transiente com uma certa banda de freqüência. Conseqüentemente, a largura da ZF é determinada pelo comprimento do pulso τ_w e, por exemplo, Knapp (1991) examina a ZF associada a dados de banda larga. O desejado é expressar a ZF em termos dos elementos da matriz de propagação superfície-a-superfície, uma vez que esses elementos podem ser determinados através do tempo-duplo observado.

A Figura 4.6 é um exemplo para o caso AN e com freqüência de 30 Hz, onde t_R é calculado para os raios centrais AN (linhas pretas sólidas). As linhas tracejadas na cor rósea representam os raios de difração e satisfazem $T/2 \geq |t_D - t_R|$; ou seja, eles definem o limite da interface da ZF (segmentos acima da superfície em róseo). O VF depende da geometria de aquisição considerada. Para um pulso transiente, $T/2$ tem sido substituído por alguma medida do comprimento do pulso efetivo (τ_e).

Hubral et al. (1993) introduziu o conceito da primeira zona de Fresnel projetada na superfície (PZFP) para AN; como contrapartida no domínio do tempo para a PZFP no domínio da profundidade.

Como os eventos de reflexão e difração são sempre tangentes uns aos outros ao longo da trajetória de ponto-de-reflexão-comum (PRC), a PZFP pode ser diretamente determinada através da diferença entre o tempo de trânsito de reflexão, t_R , e o tempo de trânsito de difração, t_D , por:

$$|t_D(x) - t_R(x)| \leq \frac{T}{2}, \quad (4.11)$$

onde a variável independente x representa as posições da fonte e o do receptor para uma geometria de aquisição arbitrária. Para o caso 2D e AN, x reduz-se ao deslocamento do ponto médio $x_m = x_0$.

4.3.3 Modelo plano-horizontal para a ZF

Este modelo corresponde ao caso central aqui abordado para o processo de inversão. Sendo assim, a ZF poderá servir para estabelecer uma janela (abertura) espacial para os dados a serem usados numa inversão (HUBRAL et al., 1993).

Para um meio verticalmente heterogêneo (Figura 4.7), o cálculo da ZF para um refletor selecionado, sem o conhecimento das camadas da cobertura superior, é relativamente simples. Além disso, é possível o cálculo do VZF ao redor do raio normal com trajetória dupla e AN para o refletor alvo.

Na Figura 4.7, a interface N representa o refletor alvo. Admite-se que, com relação a cada interface i ($i = N$), a velocidade RMS, $v_{rms,i}$, e o tempo-duplo normal, $t_{0,i}$, são disponíveis. A ZF, isto é, a área circular que o VF é recortado pela interface i , pode ser calculada pela construção de um modelo de subsuperfície, com uma velocidade intervalar $v_{rms}(x)$, com a ajuda da fórmula de Dix como um primeiro passo. Dado o modelo de profundidade, a ZF pode ser obtida diretamente em um segundo passo pela teoria do raio (CERVENY; SOARES, 1992). No entanto, o meio estratificado horizontalmente permite a determinação da ZF para a interface i de uma forma mais direta sem a construção de um modelo de subsuperfície, como descrito na seqüência abaixo.

Um ponto \bar{M} pertence à ZF da interface i se o tempo de trânsito direto $t_1(r)$ [de S=G até \bar{M}] mais o tempo de trânsito indireto $t_2(r)$ [de S=G através de \bar{R} até \bar{M} ; isto é, depois da reflexão na interface N] difere do tempo de trânsito de afastamento-nulo $t_{0,N}$ [ao longo do raio normal] por uma quantidade menor ou igual a $T/2$, onde T é o período da onda harmônico-temporal considerada, e r é a distância entre M e \bar{M} . Matematicamente isto é expresso por:

$$\left| t_1(r) - t_2(r) - t_{0,(N)} \right| \leq \frac{T}{2}. \tag{4.12}$$

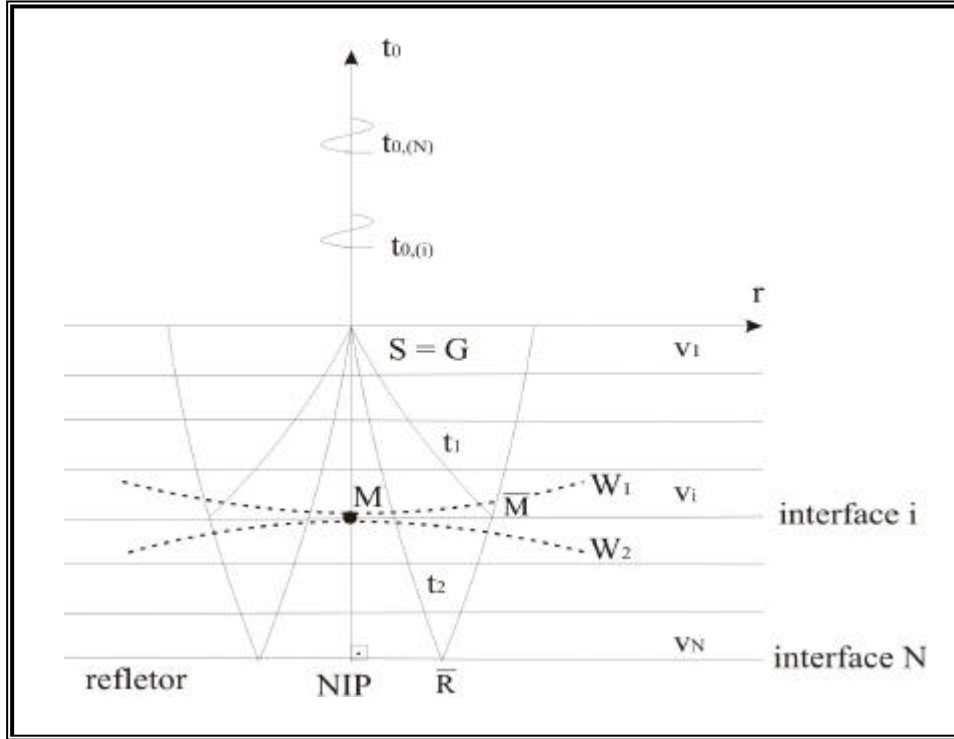


Figura 4.7. Modelo da subsuperfície verticalmente heterogênea mostrando reflexões primárias na seção AN com tempo duplo $t_{0,(i)}$ e $t_{0,(N)}$. O ponto \bar{M} pertence à ZF do raio SNIPS, se a diferença de tempo de trânsito entre os raios SNIPS e $\overline{S\bar{M}S}$ for menor do que a metade do período ($T/2$) da onda harmônica considerada. Condições de afastamento-nulo.

Devido à simetria radial da configuração 1-D, a ZF é claramente um disco circular, e o raio, r_F , de seu limite exterior é determinado a partir dos valores de r que faz a expressão (4.12) uma igualdade.

Os tempos de trânsito considerados acima, $t_k(r)$, ($k=1,2$), para uma trajetória qualquer, com relação à interface i , correspondentes às frentes de onda W_k , são dados por (HUBRAL; KREY, 1980):

$$t_k(r) = t_k(0) + \frac{r^2}{2t_k v_{rms,k}^2}. \tag{4.13}$$

As velocidades RMS correspondentes $v_{rms,k}$ são dadas por:

$$v_{rms,k}^2 = \frac{1}{t_k} \sum_i v_i^2 t_i. \quad (4.14)$$

Em que v_i representa a velocidade e t_i o tempo de trânsito simples vertical na i -ésima camada.

O limite externo do raio para ZF, denotado por $r_F^{(i)}$, relativo a interface i corresponde a um valor de afastamento, e é obtido a partir da definição expressa pela equação (4.12). Substituindo as equações de tempo de trânsito e velocidade RMS para os percursos direto e indireto, resulta em:

$$r_F^{(i)} = \sqrt{\frac{T}{h_i^{(N)}}}; \quad (4.15)$$

Em que $h_i^{(N)}$ é expresso por:

$$h_i^{(N)} = \frac{2}{t_{0,(i)} v_{rms,(i)}^2} + \frac{1}{t_{0,(N)} v_{rms,(N)}^2} + \frac{1}{2} t_{0,(i)} v_{rms,(i)}^2. \quad (4.16)$$

O VF ao redor do raio normal, em tempo-duplo, se estende abaixo do refletor selecionado, como uma consequência da condição expressa pela equação (4.16). As quantidades $h_i^{(N)}$ e, conseqüentemente, $r_F^{(i)}$ são expressas em função das velocidades RMS $v_{rms,(i)}$ e $v_{rms,(N)}$, e dos tempos-duplos normais $t_{0,(i)}$ e $t_{0,(N)}$ para as interfaces i e N , respectivamente. Especificando para $i=N$, a equação (4.15) fornece a ZF na interface refletora, e a equação (4.16) simplifica para:

$$h_N^{(N)} = \frac{4}{t_0 v_{rms}^2}. \quad (4.17)$$

Combinado as equações (4.15) e (4.17). Obtém-se uma relação conveniente para expressar o raio da ZF:

$$r_F^{(N)} = \frac{v_{rms}}{2} \sqrt{\frac{t_0}{f}}; \quad (4.18)$$

Pela análise acima, o raio $r_F^{(i)}$ da ZF na interface i , função de $t_{0,(i)}$, pode ser calculada diretamente com a ajuda da função $v_{rms,(i)}$, usualmente bem analisada, e para uma frequência dada e específica $f = 1/T$. Um gráfico (Figura 4.8) gerado a partir da equação (4.15) para várias

freqüências revela o VF no domínio espaço-temporal que afeta uma reflexão particular e primária de AN. O gráfico em análise para $r_F(t_0)$ pode ser também obtido a partir do modelo de velocidade intervalar para a subsuperfície utilizando a fórmula de Dix.

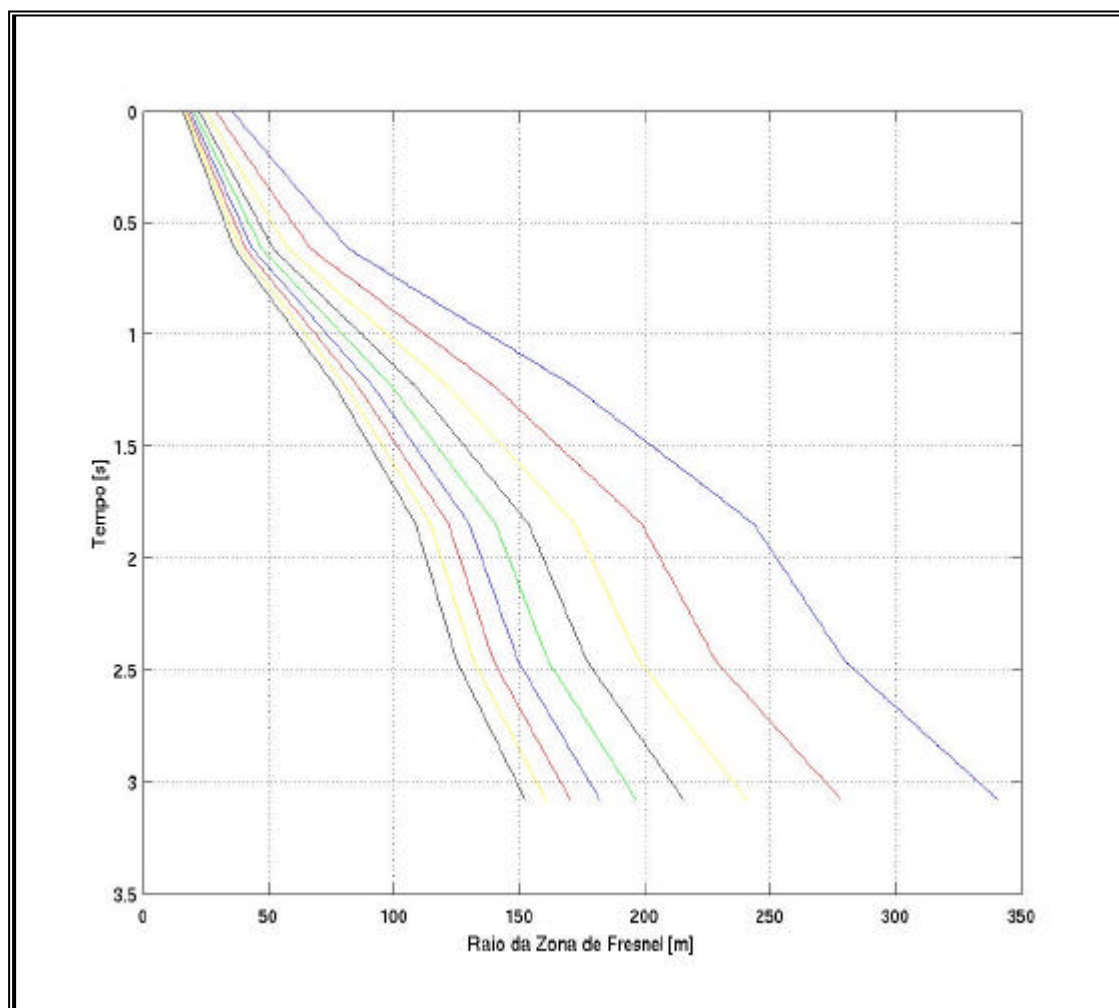


Figura 4.8. Raios da ZF para uma reflexão primária e afastamento-nulo de acordo com a equação do raio da ZF (equação 4.16) para diferentes valores de freqüência variando (da esquerda para a direita) de 10 a partir 20Hz até 100 Hz (HUBRAL et al., 1993). O raio da ZF na superfície de observação obedece a seguinte relação: $r_F(t_0) \propto \sqrt{1/f}$ para um mesmo t_0 ; quanto maior a freqüência menor a janela (o raio) da ZF na superfície. Observa-se a tendência quase-linear com o tempo.

Como exemplo da aplicação do conceito da zona de Fresnel, considere-se a Figura 4.9 onde se observa a interseção entre as curvas a partir da distância de 800 m no tempo de 0,75 s. Isto significa que há necessidade de limitar a janela espacial da inversão, bem como a de

empilhamento e migração. Segundo as equações (4.15), (4.17) e (4.18), o raio da ZF obedece a uma relação inversamente proporcional à raiz quadrada da frequência ($r_F \propto \sqrt{1/f}$); sendo assim, quanto maior a frequência dominante menor a janela (o raio) da ZF.

Como conclusão, para aplicar o conceito da janela da ZF para a inversão, é necessário calcular o raio da ZF para cada iteração, e comparar com as distâncias-tempos ($h \approx t_0$) das interseções presentes no modelo.

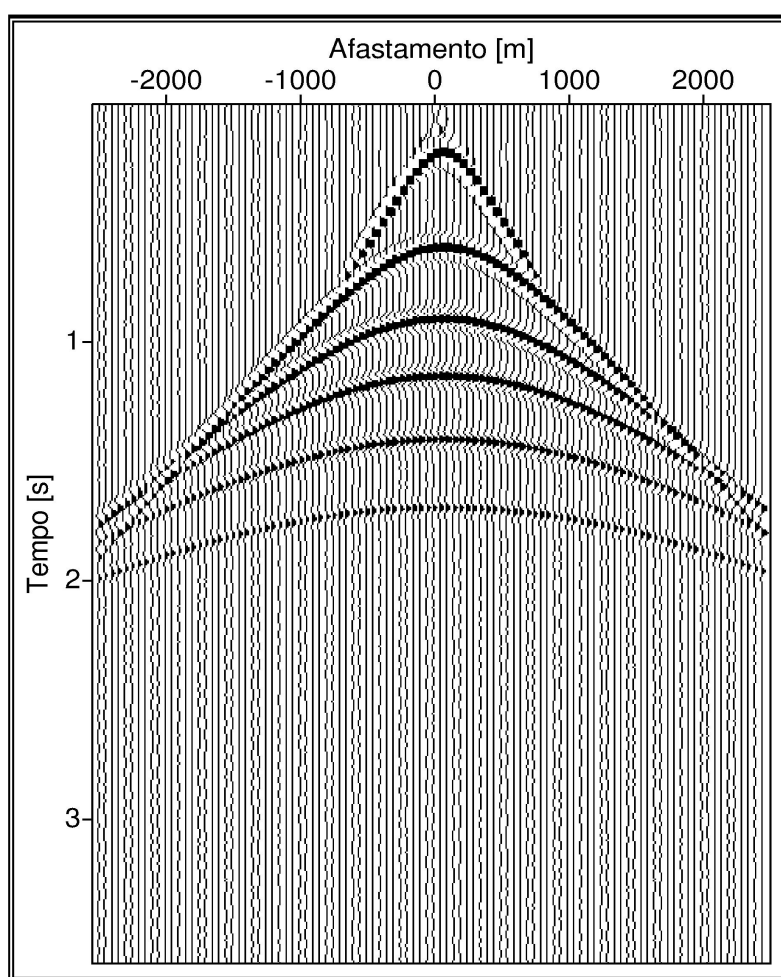


Figura 4.9. Seção sintética FC bilateral simétrica do modelo-7. Observa-se nesta seção que há uma interseção entre as curvas de tempo a partir da distância 800 m para o tempo de 0.75 s e alta frequência. Parâmetros (v , z): (1000,100), (1500,300), (2000,300), (2500,300), (3000,400), (3500,500), (4000,500). O objetivo é chamar atenção para o cálculo da ZF. A janela da ZF obedece

a uma relação simples do tipo $r_F \propto \frac{v_{rms}}{2} \sqrt{t_0/f}$.

5 DESCRIÇÃO DO MODELO INVERSO

Neste capítulo descrevemos de forma geral a solução dos problemas de inversão linear e não-linear por ajuste de curvas. Um caso corresponde a um método por reparametrização, e um segundo caso corresponde a um método de otimização Global por busca aleatória controlada. A justificativa é que as descrições vizam comparar a resolução de cada técnica com base nos resultados obtidos, e para combinar o método de otimização global com métodos de otimização local.

No capítulo Introdução, apresentamos as etapas cobertas no presente trabalho de Dissertação. No entanto, na organização de um trabalho de inversão de dados cinemáticos (tempo-distância) podemos considerar uma seqüência lógica de cálculos que pode ser resumida nas seguintes etapas:

- (1^a) Modelo inicial com base na análise na curva de velocidade espectral;
- (2^a) Cálculo da zona de Fresnel;
- (3^a) Cálculo da divergência esférica;
- (4^a) Cálculo do ajuste $f(\mathbf{m})$;
- (5^a) Otimização Global para mapear um mínimo global (\mathbf{m}^{**}) da função erro $f(\mathbf{m})$;
- (6^a) Otimização por derivadas para obter um mínimo local (\mathbf{m}^*) da função erro $f(\mathbf{m})$;
- (7^a) Cálculo da covariância dos parâmetros, $Cov(\mathbf{m})$;
- (8^a) Relacionar v_n a $v(z)$, ou $v(t)$;
- (9^a) Solução inversa dependente de um modelo dado a priori.

Modelos matemáticos de forma aproximada são desenvolvidos para representar fenômenos geofísicos de várias complexidades, e isto consiste de vários passos lógicos, um dos quais deveria ser a determinação de parâmetros os quais são os mais influentes nos resultados de saída. A análise de sensibilidade dos parâmetros de entrada pode servir como um guia para qualquer uso posterior do modelo, como para estimativa de parâmetros, para otimização, para redução de modelo e para desenho experimental. Sendo assim, análise de sensibilidade é diretamente relacionada a problemas de imageamento e inversão (RATHOR, 1997; LINES, 1993; BICKEL, 1990; SNIEDER, 1998). (ver Figura 5.1).

Como referência fundamental, a inversão de tempo de trânsito (inversão cinemática) em sísmica de reflexão foi introduzida na Escola Francesa por Bois et al. (1971) e Bishop et al. (1985). Delprat-Jannaud e Lailly (1993) desenvolveram mais a teoria para formulações dos casos mal-posto e bem-posto com atenção à sísmica. A motivação vem do fato de que a inversão de tempo de trânsito depende fortemente da norma escolhida e do intervalo de discretização, que é uma manifestação de instabilidade, e este fato traz a questão do significado físico do processo de inversão. Para sobrepor a esta dificuldade, o problema é analisado na forma contínua (não discretizada) satisfazendo as Condições de Hadamard (TARANTOLA, 1994).

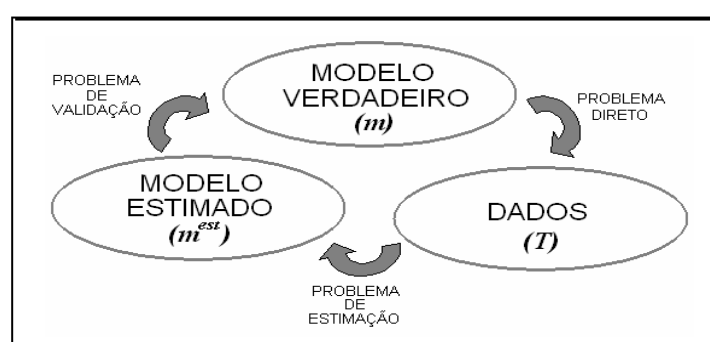


Figura 5.1. Estrutura da divisão de um problema geral de inversão em um problema direto, um problema de estimação, e um problema de avaliação que é apropriado para um conjunto finito de dados: Inversão=estimação+avaliação.

Como descrito no capítulo anterior, no problema no contínuo, o espaço do modelo tem dimensão infinita para os parâmetros; no entanto, normalmente se tem apenas um número finito (e discretizado) de dados, sendo necessário que se imponha informação *a priori* extra para assegurar unicidade: isto significa regularizar o problema. Procedimentos de Regularização não são arbitrários, e é necessário demonstrar que solução existe, que ela é única, que ela é estável e quase independente da discretização ($x, y, z, t: ? x, ? y, ? z, ? t$) e da finitude dos dados.

5.1 FUNÇÃO OBJETO DE MINIMIZAÇÃO E LINEARIZAÇÃO

Para que um método de inversão seja escolhido e validado, é necessário que se inicie com a descrição dos dados, e em seguida com uma descrição do modelo adotado para representação dos dados.

As Figuras 5.2 (a, b) representam uma mesma seção sísmica (fonte-comum) submetida a filtragens (frequências de cantos: 5;15;75;85; banda-passante trapezoidal) para que se possa

identificar, comparar e interpretar a informação nelas contida. Na reflexão, se busca trajetória “hiperbólica”, e se pode concluir que os dados são carregados de pontos isolados, o que propõe métodos na classe dos robustos, não-lineares, tendo-se como base de referência a norma 2 (quadrados-mínimos) para o ajuste de curvas.

O problema sísmico original é apresentado convenientemente da seguinte forma: Dado o conjunto [seção sísmica, tempo de trânsito observado, $T^{obs}(x)$] no espaço dos dados D , queremos encontrar um modelo m no espaço dos parâmetros M cujo dados sintéticos calculados $T^{pre}(x; v, z)$ ajuste a estes dados no sentido de certa norma (por exemplo, a norma 2), onde $m = \{v, z\}$. Inicialmente, na natureza há mais incógnitas a resolver do que equações, no entanto o problema sísmico é simplificado para a condição de mixto-determinado (MENKE, 2002).

A descrição físico-matemática do fenômeno se dá no contínuo através do problema direto, e a solução inversa é dada no discretizado. A interpretação geométrica é como um ajuste de curvas polinomiais, neste caso de dados sísmicos cinemáticos (tempo-distância).

A Figura 5.4 serve para mostrar um caso real e comum quanto ao problema de análise de velocidade para realizar o empilhamento NMO (seções PMC corrigidas de sobretempo normal NMO). A partir destes mapas (velocidade vs tempo) se objetiva traçar uma linha que sirva para representar a distribuição de velocidade única em função do tempo de empilhamento (que representa a profundidade). Fazendo uma comparação e uma interpretação desta figura, se observa a dificuldade em se traçar uma linha claramente representativa de uma distribuição única. Dentro deste contexto, o presente estudo se propõe a usar o maior número possível de refletores em seções selecionadas para conduzir uma inversão simples, rápida e conveniente para a distribuição de velocidades e espessuras em subsuperfície, e conseqüentemente relacionar a distribuição de camadas (solução intervalar) com uma distribuição contínua de velocidade; isto é, dado v_n , se obter $v(z)$ ou $v(t)$.

O problema de estimativa da distribuição de velocidade é estruturado como um problema não-linear inverso, considerando o modelo de velocidade formado por um conjunto de camadas plano-horizontais, homogêneas e isotrópicas. O problema de inversão está assim proposto, uma vez que a condição natural adotada na interpretação sísmica é a da resposta da subsuperfície por refletores.

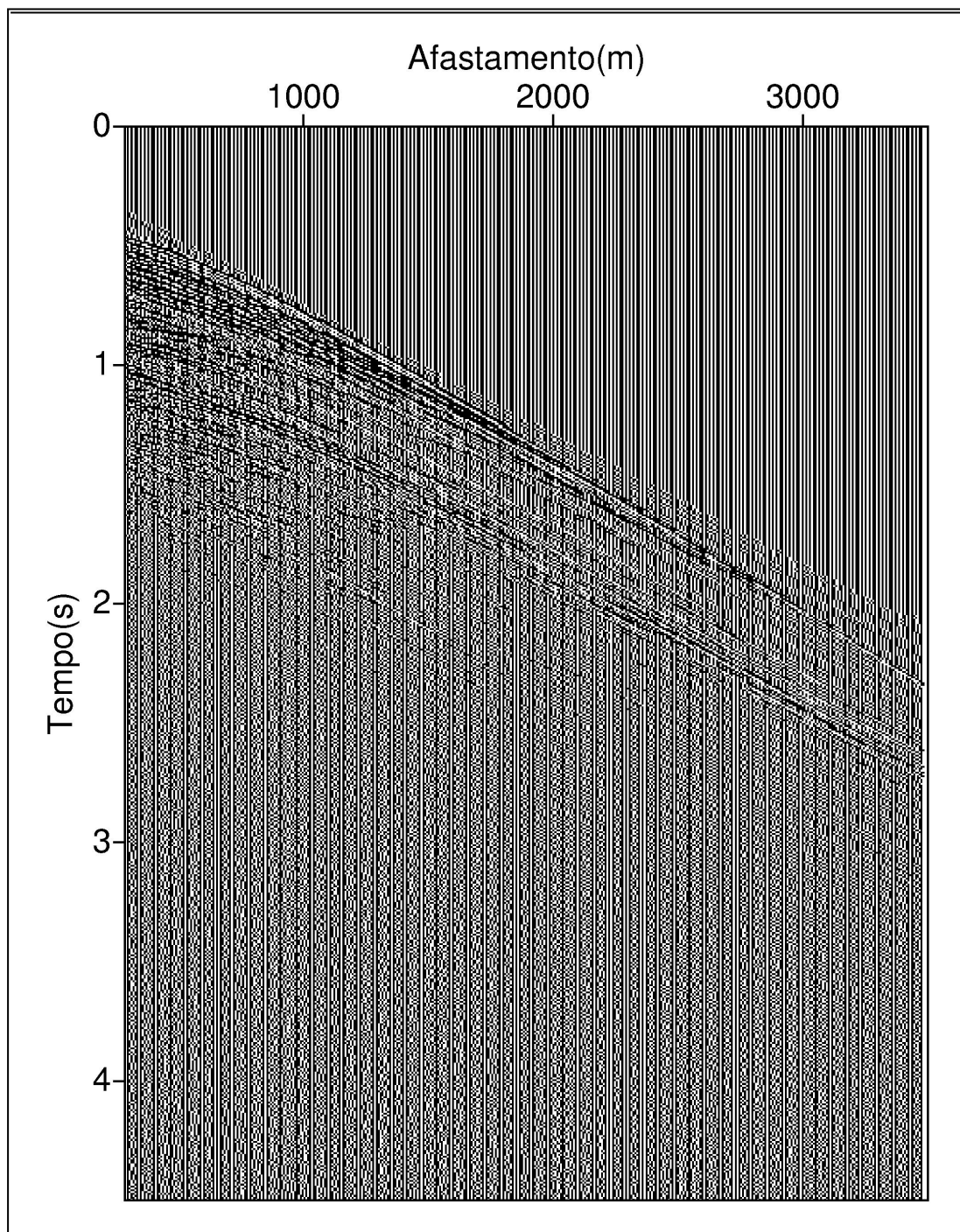


Figura 5.2 (a). Exemplo de seção sísmica fonte-comum original para análise qualitativa de dados de inversão. Apresentação feita através do sistema CWP/SU. Foi aplicado ganho dinâmico. Os seguintes eventos estão contidos e podem ser observados: onda direta, refrações, ondas de superfície Rayleigh, reflexões e onda aérea.

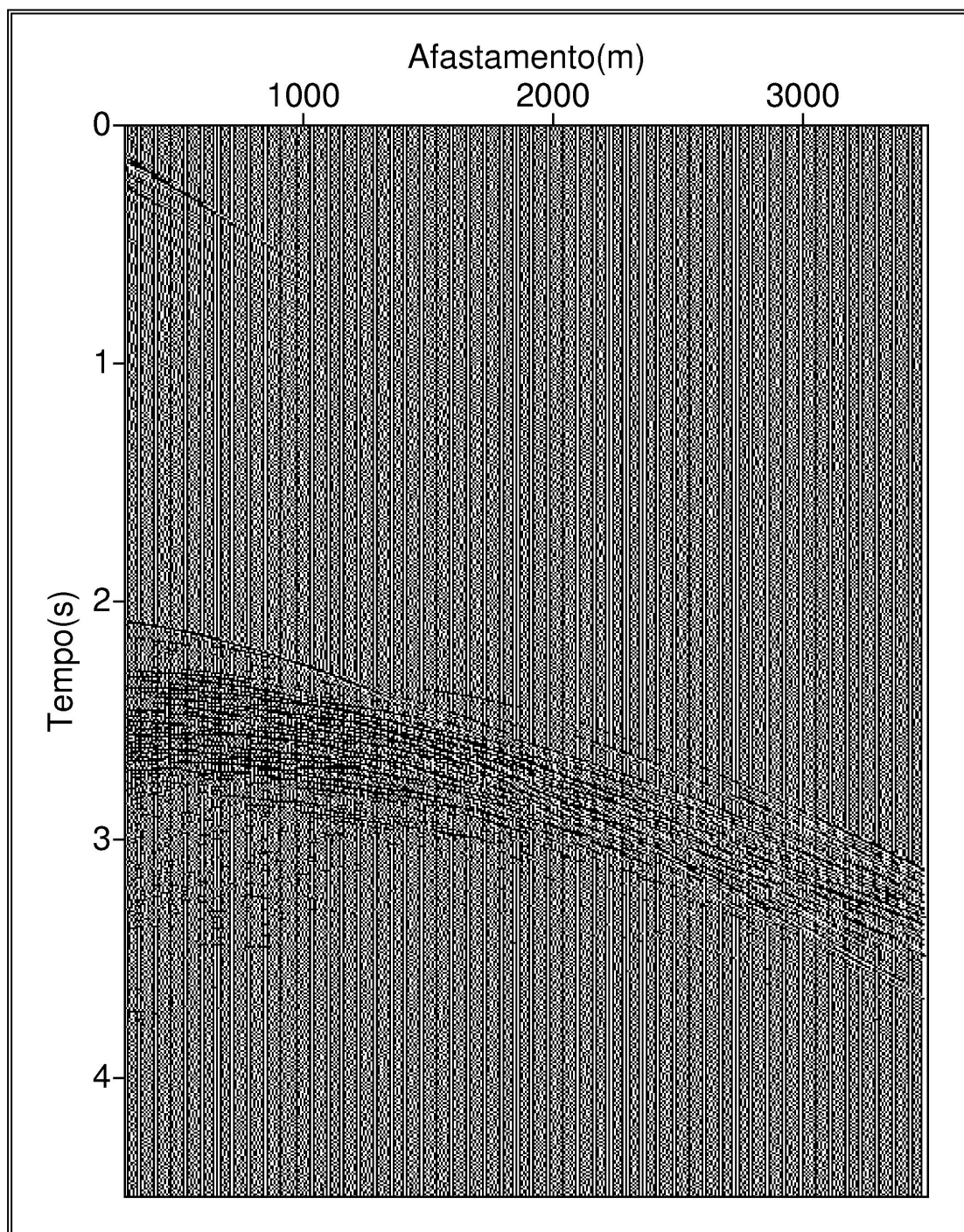


Figura 5.2 (b). Exemplo de seção sísmica fonte-comum filtrada para análise qualitativa de dados de inversão. Apresentação feita através do sistema CWP/SU. Foram aplicados ganho dinâmico e filtro de cantos: 5;15;75;85; banda-passante trapezoidal. Os seguintes eventos estão contidos e podem ser observados: onda direta, refrações, ondas de superfície Rayleigh, reflexões e onda aérea.

A geometria adotada é a PMC que é equivalente á configuração FC, uma vez que as equações são as mesmas para o modelo adotado. Neste sentido, o problema de inversão está diretamente relacionado à análise de velocidade NMO.

No problema de ajuste de curvas são consideradas medidas de ambigüidade e de resolução (ROY, 1962). A teoria desenvolvida para resolver os problemas de inversão linear é extrapolada aos problemas de inversão não-linear, quando a última iteração estabelece um vínculo mais forte com a linearidade. Teoricamente, a última iteração corresponde a um ponto de mínimo local (ou mínimo global) de modo que a aproximação quadrática tem maior precisão no vale (ponto de mínimo) do que em qualquer outro ponto da curva de otimização. (Ver Figura 5.3)

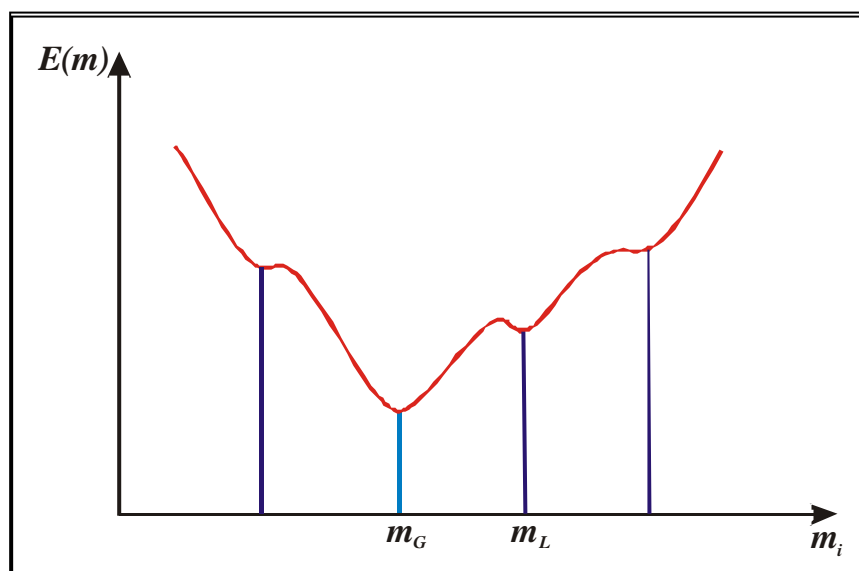


Figura 5.3. Interpretação geométrica da função erro versus um certo parâmetro m_i . A função $E(m)$ seria aqui objeto de minimização. Esta função se caracteriza por ser positiva, ter parâmetros positivos e ser multimodal. São destacados: um mínimo global (cor azul claro) e mínimos locais (cor azul escuro).

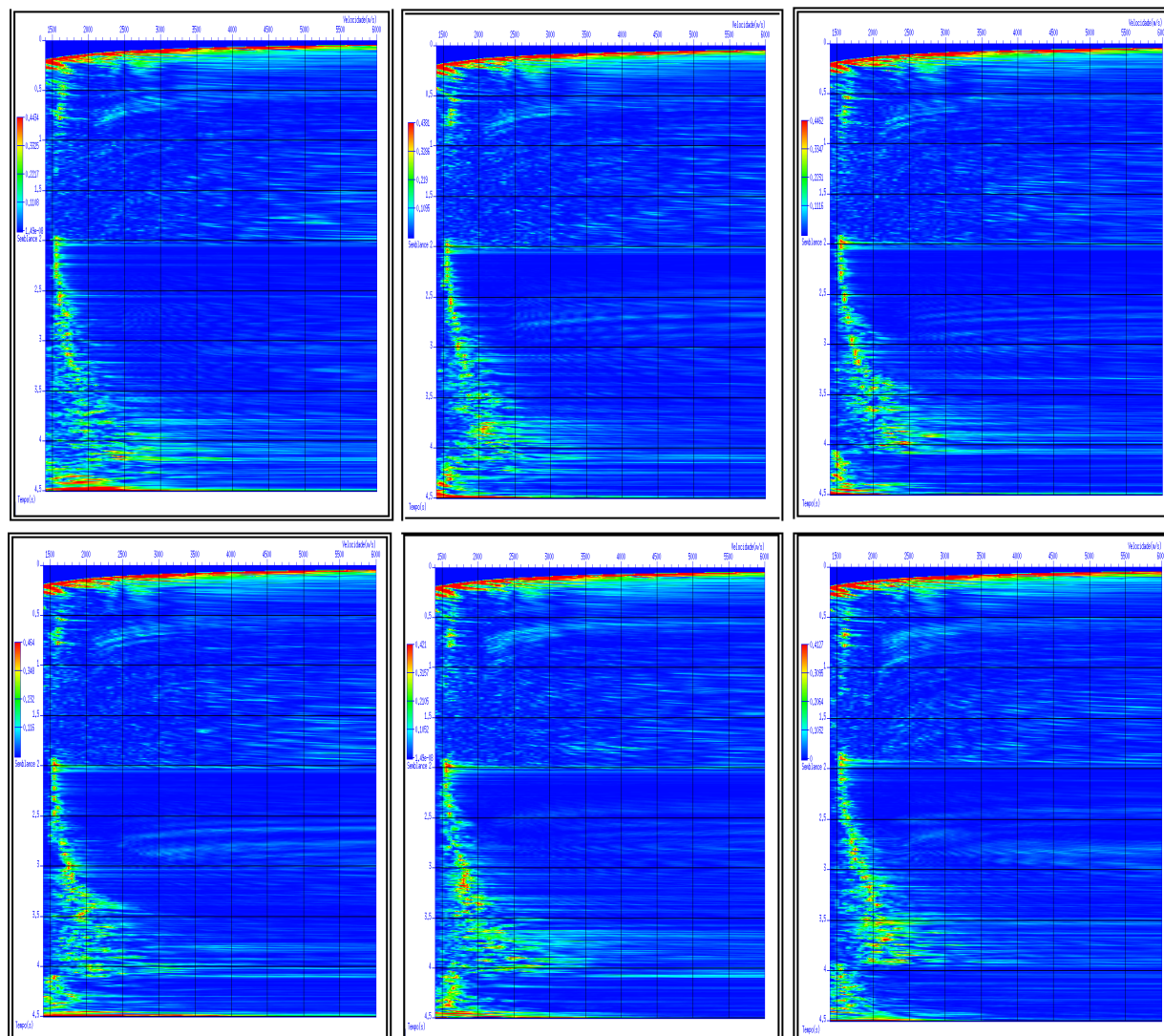


Figura 5.4. Espectros de velocidades calculados utilizando o estimador de coerência *Semblance* a partir das seções PMC (da esquerda para a direita, de cima para baixo) de número 300, 400, 500, 600, 700,800. Seções tempo vs velocidade. Exemplo da análise de velocidade SU/NMO da linha Camamu-247-RL-5519. Observa-se a dificuldade em se traçar um perfil de velocidade para o empilhamento NMO. Conseqüentemente, o processo de empilhamento é conduzido por tentativa-e-erro até que se obtenha uma imagem satisfatória, geologicamente plausível, a partir de um número máximo de eventos de reflexão com a forma hiperbólica.

5.2 ROBUSTIZAÇÃO DOS QUADRADOS-MÍNIMOS

Os métodos de otimização podem ser robustizado usando o critério da Descendência Máxima clássica, seguindo, entre outros, Crase et al. (1990). O somatório quadrático objeto de minimização pode se tornar robustizado de forma direta.

Em vez de se minimizar a função soma-dos-quadrados, pode-se minimizar uma função somatório do tipo $S(\mathbf{m}) = \sum_{i=1}^{N(k)} f\left(\frac{T_i^{obs} - T_i^{pre}(\mathbf{m})}{s_i}\right)$ que aumente menos rapidamente; isto é, seja mais suave.

Esta condição pode ser expressa por:

$$S(\mathbf{m}) = \sum_{i=1}^{N(k)} f\left(\frac{T_i^{obs} - T_i^{pre}(\mathbf{m})}{s_i}\right). \quad (5.1)$$

Nesta equação, \mathbf{m} é o vetor dos parâmetros do modelo, cujo comprimento varia com o índice do refletor sendo, portanto, uma função $S(\mathbf{m})$ para cada refletor. Além disso, a quantidade de pontos (N) pode variar para cada refletor, ou seja, $N = N(k)$. A quantidade T_i^{obs} representa os dados observados e T_i^{pre} o modelo amostrado na posição da observação na seção tempo-espço. Na prática, s_i é alguma estimativa do erro de desvio $T_i^{obs} - T_i^{pre}(\mathbf{m})$, e serve como uma ponderação individual para fazer a quantidade $[T_i^{obs} - T_i^{pre}(\mathbf{m})]/s_i$ escala invariante. Por exemplo, os desvios podem ser dados ou estimados pelo critério do tipo “desvio padrão”.

5.3 MÉTODO PRICE

O método denominado de Price tem sido usado para resolver o problema de otimização global. Num artigo original, Price (1977) descreve o método CRS1, seguido do método CRS2 em Price (1983). Uma grande quantidade de artigos e capítulos de livros se dedica à apresentação de variantes do método Price (BRACHETTI et al., 1997). Este método é classificado como de Otimização Global, sub-grupo dos métodos de Busca Direta, classe dos métodos de Busca Aleatória Controlada. Uma característica comum a estes métodos, voltados à solução de problema de otimização global, é que eles atacam dois problemas distintos ao mesmo tempo:

- (1°) O problema de Busca Global que é o exame de toda a região de interesse com a finalidade de localizar sub-regiões “mais promissoras” para conter um mínimo global ($\mathbf{m}^{??}$);
- (2°) O problema de Busca Local que é a determinação do mínimo global ($\mathbf{m}^{??}$) usando uma estratégia local, uma vez que tenha sido localizada uma vizinhança suficientemente pequena ao redor deste mínimo.

Numa conceituação simples, no método Price se deseja a solução do problema (P) de otimização global, não-vinculado, estruturado da seguinte forma:

$\min f(\mathbf{m}), \mathbf{m} \in \mathbb{R}^M$, onde $f: \mathbb{R}^M \rightarrow \mathbb{R}$ é uma função contínua

isto é, se busca o mínimo da função contínua $f(\mathbf{m})$, onde o vetor de parâmetros \mathbf{m} (dimensão M) a determinar é definido no espaço \mathbb{R}^M . Desta forma, \mathbf{m} representa pontos [coordenadas $m_i, (i \in \{1, M\})$] no espaço contínuo dos parâmetros. A função objeto de minimização é considerada multimodal.

Aspectos essenciais do algoritmo clássico Price são resumidos no diagrama de blocos (Figura 5.5). Para iniciar o processo, um domínio V de busca é definido através da especificação dos limites dos domínios de cada um dos parâmetros $m_i, (i \in \{1, M\})$. Em seguida, é definido uma quantidade predeterminada, N , de pontos de testes, aleatoriamente escolhidos em V e consistentes com os vínculos (caso sejam impostos) formando o conjunto: $S_1^{(k)} = \{m_1^{(k)}, m_2^{(k)}, \dots, m_N^{(k)}\}$. O funcional $f(\mathbf{m})$ é avaliado em cada ponto N , e a posição e o valor da função $f(\mathbf{m})$ são armazenados numa matriz $A [N \times (N+1)]$.

A cada iteração um novo ponto P de teste, $\hat{\mathbf{m}}^{(k)}$, é calculado usando um sub-conjunto aleatório $S_2^{(k)}$ de $S_1^{(k)}$: $\hat{\mathbf{m}}^{(k)} = \mathbf{c}^{(k)} + (\mathbf{m}_{20}^{(k)} - \mathbf{c}^{(k)})$, onde $c_j^{(k)} = (1/M) \sum_{i=1}^M m_{2i}^{(k)}, (j \in \{1, M\})$.

Em seguida é feito o teste se o ponto P satisfaz os vínculos, e se $f(\hat{\mathbf{m}}^{(k)}) < f(\mathbf{m}_{\max}^{(k)})$.

Caso estas condições não sejam atendidas, o processo retorna para novas definições. A probabilidade dos pontos convergirem para o mínimo global dependerá da distribuição, do valor de N , da complexidade do funcional, da natureza dos vínculos e da escolha dos pontos de teste.

Na Figura 5.6 temos um exemplo que mostra uma seção sintética FC bilateral simétrica obtida do método de inversão não-linear Price para um modelo sintético de 7 camadas com interfaces plano-horizontais.

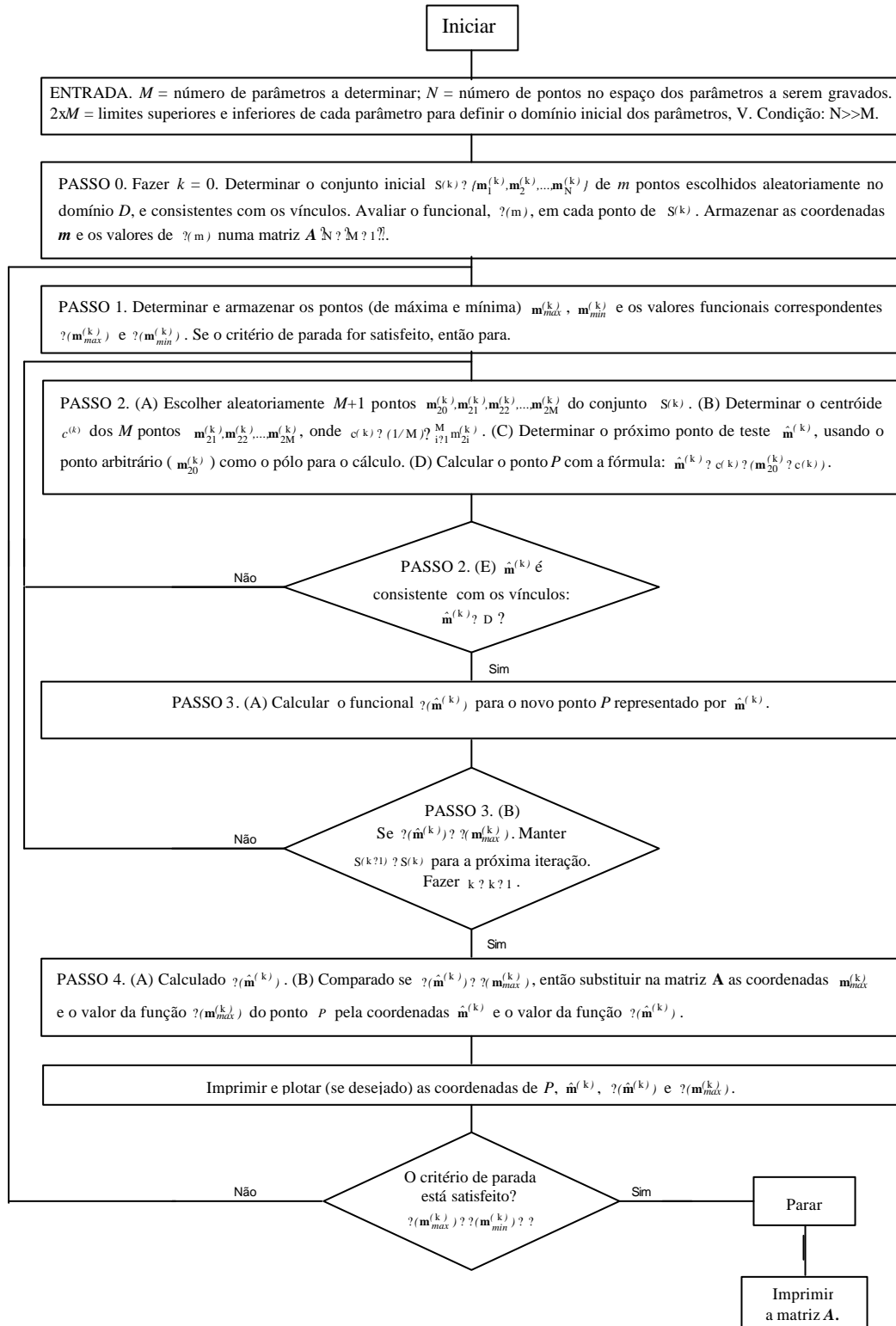


Figura 5.5. Fluxograma do método Price de otimização por busca aleatória controlada.

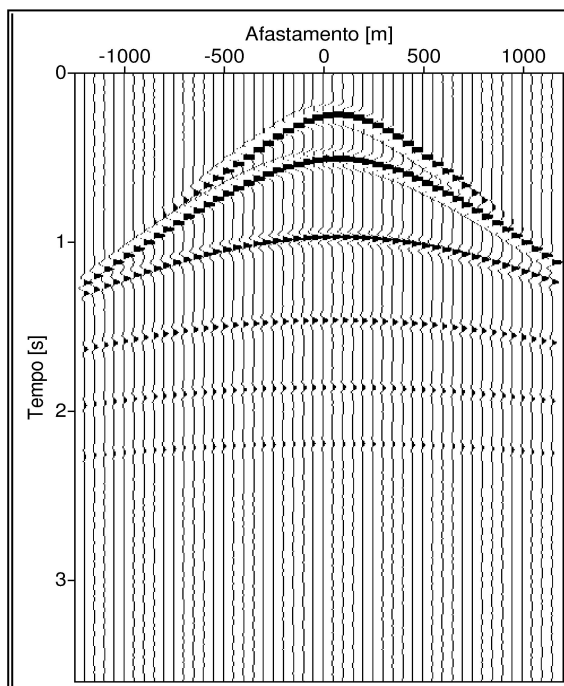


Figura 5.6. Seção sintética FC bilateral simétrica obtida da inversão não-linear Price para um modelo sintético de 7 camadas com interfaces plano-horizontais. Número de parâmetros a determinar: 14 (v em m/s; z em m).

Modelo exato: (1000; 100), (1500; 400), (2000; 500), (2500; 500), (3000; 500), (3500; 500), (4000; 500).

Modelo obtido: (1050; 128), (1143; 150), (1700; 394), (2177; 537), (2675; 531), (3096; 516), (4372; 630).

Número de pontos de busca: 300.

Tolerância: $10e(-3)$.

5.4 MÉTODO DE REPARAMETRIZAÇÃO LINEAR $t^2 \approx x^2$

A forma prática de trabalho requer que a equação temporal seja escrita em função do afastamento na forma geral $T \approx T(x; v, z)$, onde participam os parâmetros das camadas envolvidas (velocidade, v ; espessuras, z) segundo a equação 3.15. A Figura 3.8 ilustra o caso de camadas planas e os parâmetros envolvidos nas equações.

A função objeto de minimização é dada por:

$$E(m) \approx \left\| T^{obs}(x) - T^{pre}(x; m) \right\|_D^2; \quad (5.2)$$

A função $E(m)$ estabelece o vínculo sobre os dados, e tem a característica de ser positiva e multimodal em função do ruído presente nos dados.

A reparametrização da equação 3.15 leva à forma linear dada por:

$$k \approx k_0 + k; \quad (5.3)$$

em que $\theta_0 = T_0^2$, $\theta = x^2$ e $k = 1/v_{rms}^2$. Desta forma, vemos inicialmente que erros em $T(x)$ [e em x] são amplificados ao quadrado. A inversão baseada nesta reparametrização é denominada de $t^2 = x^2$, e consiste em ajustar uma linha reta aos dados graficados na forma (θ, d) , para se obter a inclinação k e a interseção θ_0 para cada intervalo, iniciando com a mais superior. A reparametrização leva a uma forma de refração para cada refletor, e a inversão pelo ajuste de curvas é classificada como sobre-determinado (puro), cuja solução tem a forma:

$$\hat{m} = (G^T G)^{-1} G^T d \tag{5.4}$$

A solução linear inversa (com passo único), sem modelo inicial tem a forma:

$$\hat{m} = (G^T G)^{-1} G^T d = \begin{bmatrix} \theta_0 \\ k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum_{i=1}^N T_i^2 & \sum_{i=1}^N x_i^2 T_i^2 \\ \sum_{i=1}^N x_i^2 T_i^2 & \sum_{i=1}^N x_i^4 T_i^2 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \sum_{i=1}^N T_i^2 d_i \\ \sum_{i=1}^N x_i^2 T_i^2 d_i \end{bmatrix} \tag{5.5}$$

A matriz covariância dos parâmetros para o caso presente (linear, não-vinculado, explícito) pode ser construída sob a consideração de que os dados têm uma distribuição Gaussiana, não-correlacionado e de variância σ_d^2 . Em todas as situações, dados reais contêm ruído que causa erros nas estimativas dos parâmetros do modelo admitido. Os erros sobre os parâmetros m^{est} podem ser avaliados considerando o modelo de linearidade entre m e d com a adição de uma componente ruído na forma (MENKE, 1984):

$$m^{est} = Md + v \tag{5.6}$$

Em que M é uma matriz qualquer e v é um vetor qualquer. Considerando que o dado tem uma distribuição caracterizada pela matriz covariância $Cov(d)$, as estimativas dos parâmetros do modelo tem uma distribuição caracterizada pela matriz covariância $Cov(m)$ dada por:

$$Cov(m) = M[Cov(d)]M^T \tag{5.7}$$

Se os dados forem considerados do tipo não-correlacionados, a covariância é expressa por:

$$Cov(d) = \sigma_d^2 I \tag{5.8}$$

Para o caso da solução pelos quadrados-mínimos,

$$\mathbf{m}^{est} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d}, \quad (5.9)$$

o resultado para a covariância dos parâmetros é dada por

$$\text{Cov}(\mathbf{m}) = \sigma_d^2 (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1}. \quad (5.10)$$

A matriz $\text{Cov}(\mathbf{m})$ tem a seguinte estrutura para cada evento de reflexão:

$$\text{Cov}(\mathbf{m}) = \begin{pmatrix} \sigma_0^2 & C_{12} \\ C_{21} & \sigma_k^2 \end{pmatrix}; \quad (5.11)$$

onde a diagonal informa os valores de variância para os parâmetros σ_0 (de onde se calcula a espessura z) e para a k (de onde se calcula a velocidade v_{rms}) relativa a cada refletor, e os valores fora da diagonal informa os níveis de correlação entre T_0 e v_{rms} .

Com base no modelo hiperbólico reparametrizado (equação 5.3), temos que o parâmetro k é estimado na forma $\hat{k} = 1/\hat{v}_{rms}^2$. A variação de k é expressa por:

$$k = \hat{k} \pm \Delta k. \quad (5.12)$$

A linearização da equação 3.15 leva à estimativa de \hat{k} , mas o desejado é o valor de $v_{rms} = 1/\sqrt{\hat{k}}$. A variação da v_{rms} é dada por:

$$v_{rms} = 1/k = 1/(\hat{k} \pm \Delta k) = (\hat{k} \pm \Delta k)^{-1/2} = \hat{k}^{-1/2} (1 \pm \Delta k/\hat{k})^{-1/2}. \quad (5.13)$$

A expansão binomial do termo $(1 \pm \Delta k/\hat{k})^{-1/2}$, limitado à primeira ordem, fica:

$$(1 \pm \Delta k/\hat{k})^{-1/2} \approx 1 \pm (1/2)\Delta k/\hat{k}. \quad (5.14)$$

A partir de 5.13 tem-se que:

$$v_{rms} = (\hat{k})^{-1/2} \pm \Delta k/(\hat{k}^{3/2}), \quad \text{ou} \quad v_{rms} = \hat{v}_{rms} \pm \Delta k/(\hat{k}^{3/2}). \quad (5.15)$$

Assim, o desvio da velocidade v_{rms} expressa por:

$$\Delta v_{rms} = \Delta k/(\hat{k}^{3/2}). \quad (5.16)$$

O ruído aditivo aos dados é calculado por:

$$r(t) = A[2a(t) \pm 1]; \quad (5.17)$$

onde $a(t)$ representa a função aleatória deslocada para variar entre $(-1, 1)$, e A representa a amplitude dada ao ruído, sendo usado a relação $a = \sqrt{3} \cdot (t_{\text{máximo}} \text{ percentual})$.

5.5 MODELO DIX: VELOCIDADE INTERVALAR NO TEMPO.

A solução inversa para as velocidades intervalares no tempo, na condição de afastamento-nulo, é dada por:

$$v_n = \frac{v_{rms_n}^2 t_n - v_{rms_{n+1}}^2 t_{n+1}}{t_n - t_{n+1}}^{1/2}, \quad n = (1, N). \quad (5.18)$$

Nesta equação o índice $n = (1, N)$ pode representar a seqüência temporal de todos os pontos do traço, e o intervalo corresponde ao da amostragem $t_n - t_{n+1}$, o que corresponde ao caso de micro-iso velocidades. De outra forma a largura do intervalo $t_n - t_{n+1}$ pode variar de comprimento ao longo da série temporal, como é o caso no modelo Goupillaud (ROBINSON, 1978). Matematicamente, esta equação pode ter um numerador nulo ou menor do que zero. Para uma amostragem uniforme, $t_n - t_{n+1}$, é constante (HUBRAL; KREY, 1980).

Uma vez que $t_n - t_{n+1}$, a condição de instabilidade do numerador de 5.18 é expressa por: $v_{rms_n}^2 t_n - v_{rms_{n+1}}^2 t_{n+1}$. Sendo $t_n = n \cdot t$, isto leva a estabelecer a condição $(n)v_{rms_n}^2 > (n+1)v_{rms_{n+1}}^2$; o que leva a relação: $v_{rms_n}^2 / v_{rms_{n+1}}^2 > (n+1)/n$; ou na forma $v_{rms_n} / v_{rms_{n+1}} > \sqrt{(n+1)/n}$; onde

$$[\sqrt{(n+1)/n}]^{1/2} \approx 1 + 1/2n^{-1} + 1.1/2.4n^{-2} + 1.1.3/2.4.6n^{-3} + O(n^{-4}).$$

Esta relação estabelece a forma com que a velocidade deve crescer com a profundidade para que haja estabilidade no cálculo das velocidades intervalares; isto é, a relação necessária é que $v_{rms_n} > (1 + 0,5/n)v_{rms_{n+1}}$, o que melhora ao passo que o tempo (índice n , ou a profundidade) aumenta.

Na prática se considera que a velocidade RMS seja dada como velocidade de empilhamento; isto é: $v_E = v_{rms}$. A velocidade de empilhamento é obtida a partir da velocidade NMO (v_{NMO}) que resulta da análise a partir do semblance. Koren e Ravve (2006) apresentam estimativas para a análise de ambigüidade no modelo Dürbaum-Dix, e Lines (1993) apresenta procedimentos para a análise de ambigüidade na distribuição de velocidade (tempo-profundidade) para o modelo de camadas planas.

6 RESULTADOS DE DADOS SINTÉTICOS E REAIS

Apresentamos neste capítulo resultados utilizando os programas de computador desenvolvidos para realizar o processo de inversão em camadas plano-horizontais.

No fluxograma dos processos desenvolvidos, a primeira parte computacional constou do cálculo de modelo direto. Isto significa a geração de seções sintéticas a partir de modelos idealizados para a subsuperfície usando o sistema SU (Seismic Un*x) (FOREL; BENZ; PENNINGTON, 2005). As seções sísmicas sintéticas foram calculadas usando métodos de diferenças finitas baseados em aproximações numéricas da equação de onda acústica. Os dados sintéticos tiveram os seus modelos baseados na geologia da Bacia do Solimões. Para a geometria, consideramos os arranjos FC bilaterais simétricos, que correspondem a seções PMC quando o modelo de camadas for plano-horizantal, que é o caso do presente trabalho.

A segunda parte computacional constou de métodos de inversões linear e não-linear com programas escritos na linguagem Fortran 90/95.

A terceira parte computacional constou da utilização de recursos gráficos do Matlab para plotagem dos resultados. E as figuras das seções sísmicas de dados reais da Bacia Marinha foram feitas com o sistema SU.

Os processos organizados e os resultados obtidos tiveram como objetivo também avaliar o desempenho dos algoritmos de inversão linear e não-linear, utilizando dados extraídos pela marcação de eventos nas seções sísmicas.

Para análise dos processos de inversão de dados (sintéticos ou observados), se faz necessário descrever a componente determinística e a componente não-determinística (ruído) dos traços que compõem as seções. Assim sendo, a componente determinística é representada por trajetórias “hiperbólicas” do fenômeno de reflexão primária nas interfaces (refletores) das camadas, e colocamos na componente não-determinística toda a parte de sinal não interpretável como as múltiplas, ondas de superfície e o ruído aleatório.

Além do ruído devido às aproximações numéricas e de representação computacional, uma das formas de ruído presente nos dados está relacionada diretamente à etapa de marcação dos eventos. Outro tipo de ruído acrescido aos dados sintéticos para simular uma situação mais próxima a dado real foi a adição de um ruído aleatório aos valores da variável aleatória tempo, enquanto que a variável posição foi mantida como não alterável. Uma das formas para descrever

o adição deste ruído é que a marcação deve ser feita o quanto antes ao longo do pulso que representa o evento, e a forma natural de marcação e edição é feita no olhómetro. Além disso, existe uma diferença entre os sismogramas calculados como uma resposta impulsiva daqueles com pulsos não-impulsivos que se caracterizam pela informação distribuída ao redor do pulso em propagação, onde se enquadra o caso de dados observados.

Outro ruído presente é devido à aproximação da função quadrática para o tempo-duplo de trânsito de reflexão, que é apresentada como uma aproximação hiperbólica para os pequenos afastamentos, e como uma aproximação “parabólica” para os afastamentos maiores. Isto é, para uma mesma cobertura, se sai de uma condição hiperbólica para uma condição parabólica.

O presente trabalho tem como um dos objetivos apresentar resultados dos métodos de inversão relacionados com a adição de ruído na marcação de dados sintéticos. Isto porque a inversão de dados sintéticos contendo apenas ruídos numérico-computacionais se apresenta muito exata e dentro do esperado. O esforço fica restrito a análise do ruído sistemático-aleatório, e a preparação para a análise de dados reais.

A marcação de pontos na seção tempo-distância é de fundamental importância em todos os processos de inversão, e estes pontos constituem os dados de entrada, juntamente com as informações a priori do modelo. Isto é válido para a inversão linear e não-linear, pelo método dos quadrados-mínimos e de outros métodos de inversão e suas normas. As figuras relacionadas às seções sísmicas de cada modelo são usadas para a marcação de pontos da inversão, conseqüentemente os eventos marcados foram interpretados como reflexões primárias. No presente trabalho, a marcação de pontos de reflexão deve evitar os segmentos que representem múltiplas, difrações e interseções.

O método linear consta da reparametrização do modelo com t^2 e x^2 para t e x , e do ajuste no sentido dos quadrados-mínimos de uma linha reta aos dados na nova parametrização. Sendo assim, elevando $t(x)$ e x ao quadrado, significa amplificar o erro proveniente da marcação.

O método Price consta de uma inversão não-linear por otimização global controlada, e neste caso não há reparametrização. Os dados utilizados para esta inversão foram os mesmos para a inversão linear t^2 e x^2 com o objetivo de compararmos os resultados de ambos procedimentos, e procurar concluir quanto à superioridade de um método sobre o outro, ou até mesmo em relação as vantagens e desvantagens de cada um.

O ruído presente nos dados é apenas relativo à marcação, que neste caso foi manual usando o programa Suxpicker do SU.

6.1 DADOS SINTÉTICOS SEM RUÍDO ADITIVO

Os modelos sintéticos usados para gerar as seções sísmicas consistem de 7, 11 e 180 camadas plano-horizontais, homogêneas e isotrópicas. O arranjo tem as seguintes características: fonte-comum; bilateral simétrico; 50 fontes; 50+50 geofones; espaçamento entre fontes de 50m; espaçamento entre geofones de 50m; primeiro geofone a 50m da fonte; o último a 2500m da fonte; e o lanço total de 5000m.

6.1.1 Modelo-7

Os parâmetros físicos do modelo para a subsuperfície (espessuras e velocidade) estão apresentados na Tabela 6.1 e na Figura 6.1.

As seções sintéticas FC (fonte-comum), bilaterais simétricas, para o modelo da Figura 6.1 foram reorganizadas em seções PMC (ponto-médio-comum). A seção escolhida para a inversão foi a PMC-99, com uma cobertura de 50 traços, que passou a representar o dado observado.

Na seção PMC-99, os pontos são marcados seguindo uma trajetória hiperbólica lateralmente na seção sísmica. Como exemplo, foram feitas apenas 27 marcações (*pickings*) para cada trajetória de reflexão da Figura 6.2.

Tabela 6.1. Modelo-7 exato com espessuras em metros e velocidades em m/s para cada camada.

Modelo-7							
Espessuras, m	300	300	400	400	400	500	500
Velocidades, m/s	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000

Os pontos marcados na seção da Figura 6.2 foram utilizados para a inversão linear do modelo-7, e os resultados das estimativas da velocidade v_{rms} , sem ruído aditivo no tempo de trânsito, estão mostrados na Tabela 6.2 e na Figura 6.3.

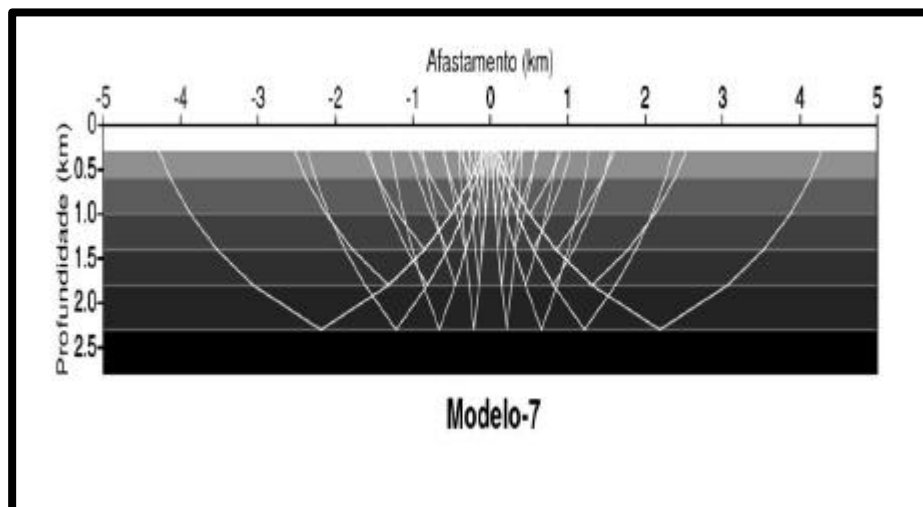


Figura 6.1. Modelo-7 sintético baseado na geologia da Bacia do Solimões é composto por 7 camadas plano-horizontais, homogêneas e isotrópicas, com velocidades que variam de cima para baixo: 1000m/s, 1500m/s, 2000m/s, 2500m/s, 3000m/s, 3500m/s, 4000m/s. Está desenhada a trajetória de alguns raios de reflexão primária para cada interface.

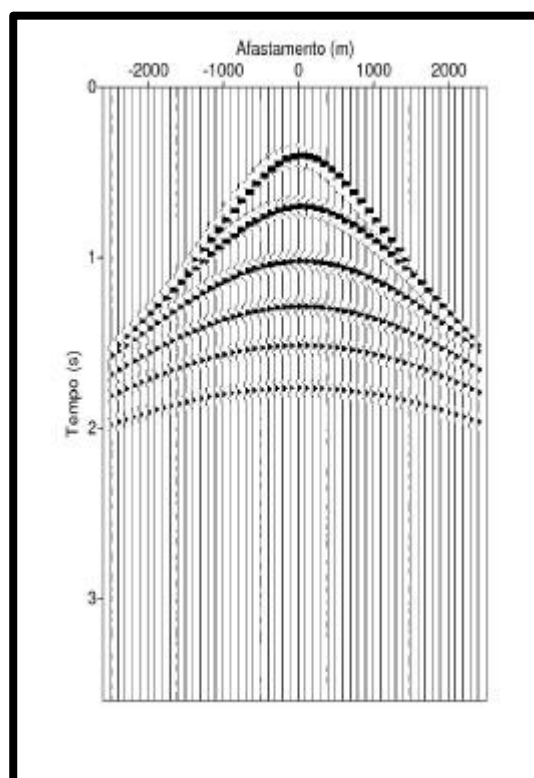


Figura 6.2. Seção sintética PMC-99, bilateral simétrica, mostrando os eventos primários de reflexão das ondas P. Esta seção possui uma cobertura de 25+25 traços. Os sismogramas são calculados

As informações necessárias para aplicar o método Price são como, por exemplo: (1) quantidade de pontos nas trajetórias “hiperbólicas” de reflexão ($ng=27$); (2) quantidade de parâmetros a serem estimados ($par=2$, t_0^2 e $1/v_{rms}^2$) em cada camada do modelo; (3) quantidade de pontos de busca ($ptsb=500$); tolerância ($tol=0,001$); e (4) o arquivo de vínculos dos parâmetros (50m a 750m, para as espessuras; 1000m/s a 6000m/s, para as velocidades). A utilização destes vínculos serve para definir a região de busca do mínimo global durante o processo de ajuste de curvas. Deste modo, informações a priori, geológicas e geofísicas são importantes no processo para estabelecer os vínculos neste algoritmo.

Os pontos marcados na seção da Figura 6.2 foram utilizados para a inversão não-linear do modelo-7, e os resultados das estimativas da velocidade v_{rms} , sem ruído aditivo no tempo de trânsito, estão mostrados também na Tabela 6.2 e na Figura 6.3. Os valores da medida de desajuste estão na Tabela 6.3 e analisados na Figura 6.4. O resultado mostra claramente a independência da solução da inversão em cascata dos eventos de reflexão, uma vez que esta inversão não resolve todos os eventos simultaneamente. Além disso, a solução mostra que a resolução diminui com a profundidade, já que há uma tendência de aumento do desajuste com a profundidade (camada).

Para fazer uma comparação entre as inversões t^2 e x^2 e Price, foram usados dados das marcações da seção sintética PMC-99, modelo-7, sem ruído aditivo, cuja análise foi feita em duas etapas. Na primeira etapa, representada pela Figura 6.5, o resultado do método de inversão linear, e na segunda etapa, representada pela Figura 6.6, o resultado pelo método de inversão não-linear.

Tabela 6.2. Resultado da estimativa da v_{rms} em m/s (velocidade média-quadrática) para o modelo-7 a partir do tempo de trânsito sem ruído aditivo pelos métodos de inversão linear (t^2 e x^2) e não-linear (Price). Estes resultados estão plotados na Figura 6.3.

Camada	1	2	3	4	5	6
Vrms Exata, m/s	1224	1488	1721	1946	2206	2444
Vrms Estimada (linear)	1499	1742	2024	2290	2485	2773
Vrms Estimada (não-linear)	1489	1765	2049	2274	2550	2818

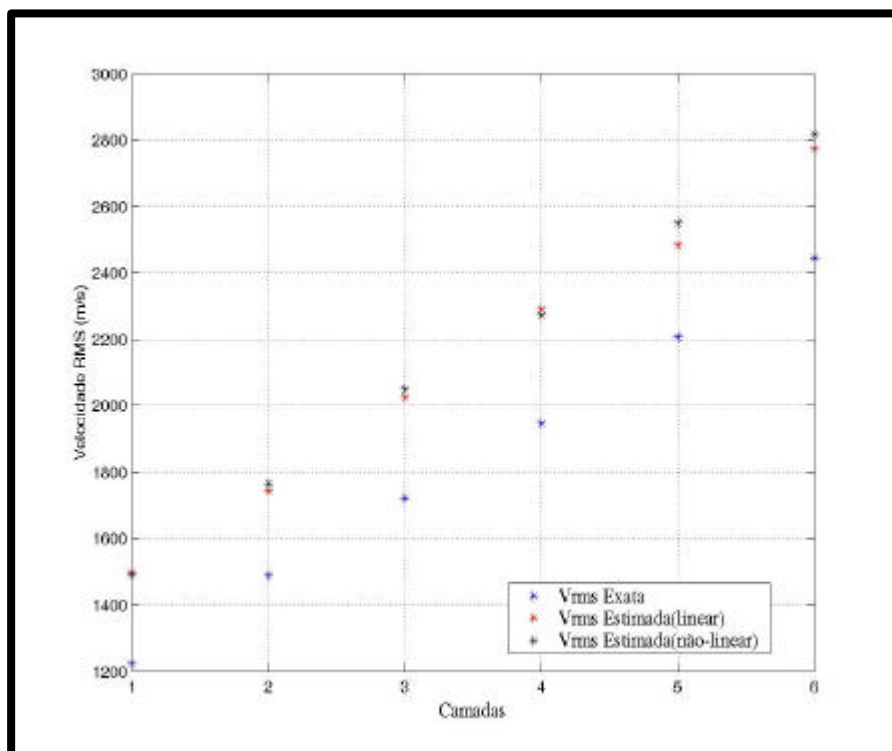


Figura 6.3. Modelo-7. Velocidades RMS (velocidade média-quadrática, v_{rms}): (cor azul) exata; (cor vermelha) estimada pela inversão linear a partir da marcação do tempo de trânsito sem ruído aditivo; (cor preta) estimada pela inversão não-linear a partir da marcação do tempo de trânsito sem ruído aditivo. Observa-se neste exemplo que as velocidades RMS estimadas estão ambas correlacionadas, e sistematicamente maiores do que a exata, o que implica num mesmo comportamento para as espessuras estimadas. Este resultado serve de diagnóstico para o processo de inversão.

Tabela 6.3. Resultado do desajuste do método de inversão linear e plotado na Figura 6.4.

Camada	1	2	3	4	5	6
Desajuste	0.0022	0.0031	0.0022	0.0028	0.0037	0.0035

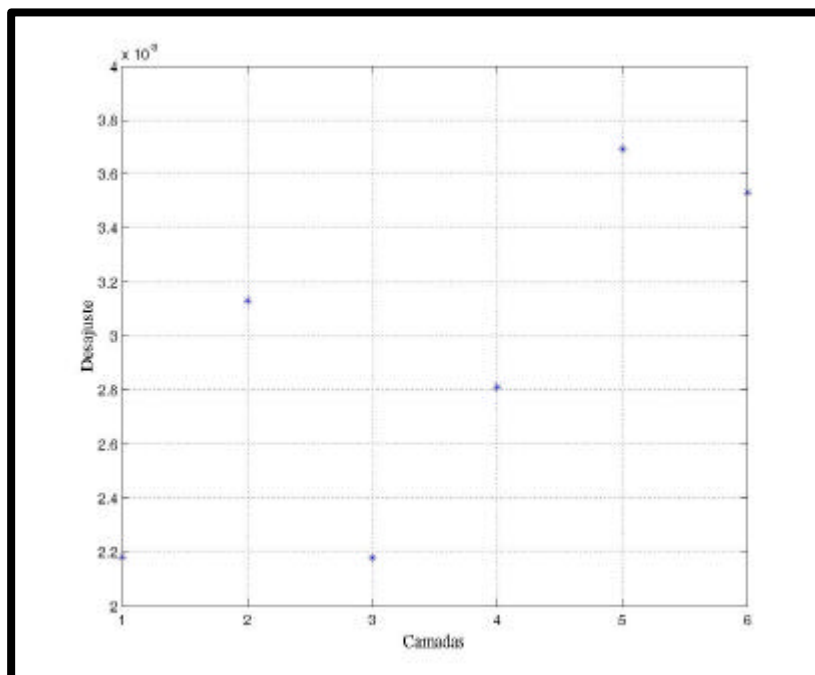


Figura 6.4. Modelo-7. Inversão linear. Valores dos desajustes calculados. Observa-se uma dispersão coerente nos valores, a tendência de aumento com a profundidade (camada), uma vez que esta inversão minimiza um evento de reflexão por vez, de cima para baixo em cascata, indicando menor resolução com a profundidade.

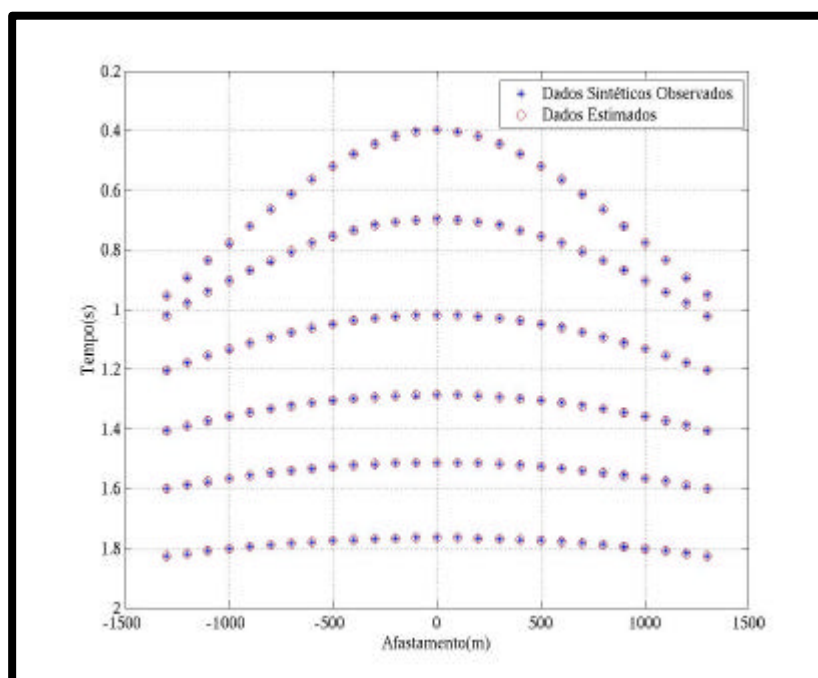


Figura 6.5. Modelo-7 sem ruído aditivo. Inversão linear. Marcações tempo-distância: (cor azul) dados sintéticos observados; (cor vermelha) dados ajustados. Observa-se nesta escala que o ajuste foi bom.

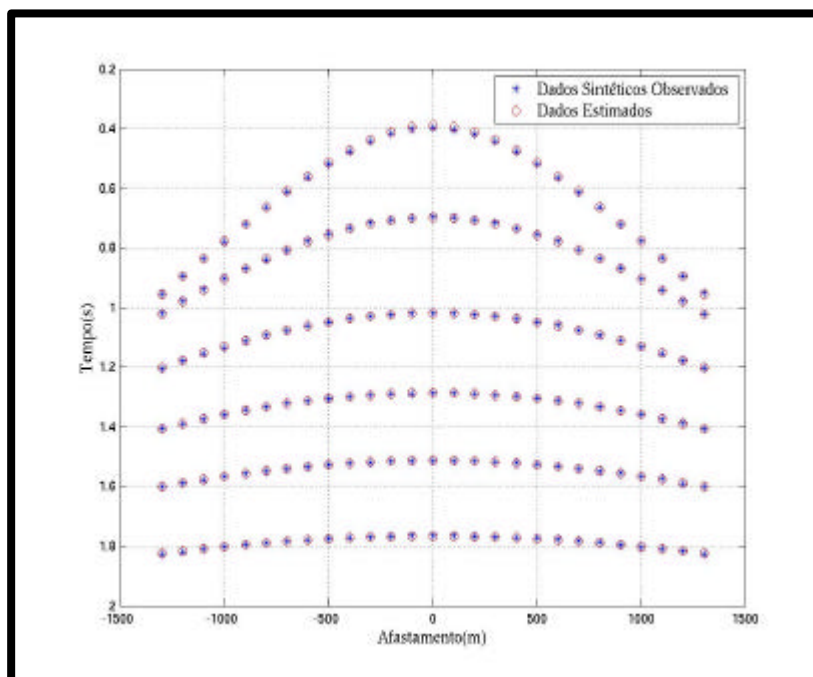


Figura 6.6. Modelo-7 sem ruído aditivo. Inversão não-linear. Marcações tempo-distância: (cor azul) da dos sintéticos observados; (cor vermelha) dados ajustados a partir de uma distribuição aleatória nos parâmetros. Observa-se nesta escala que o ajuste foi bom.

6.1.2 Modelo-11

Os parâmetros físicos do modelo para a subsuperfície (espessuras e velocidade) estão apresentados na Tabela 6.4 e na figura 6.7.

As seções sintéticas FC (fonte-comum), bilaterais simétricas, para o modelo da Figura 6.7 foram reorganizadas em seções PMC (ponto-médio-comum). A seção escolhida para a inversão foi a PMC-100, com uma cobertura de 50 traços, que passou a representar o dado observado.

A Figura 6.8 foi usada para a marcação de pontos da inversão. Conseqüentemente, os eventos marcados foram os interpretados como reflexões primárias. No presente trabalho, a marcação de pontos de reflexão deve evitar os segmentos que representem múltiplas, difrações e interseções.

Na seção PMC-100, os pontos são marcados seguindo uma trajetória hiperbólica lateralmente na seção sísmica. Como exemplo, foram feitas apenas 22 marcações para cada trajetória de reflexão da Figura 6.8.

Tabela 6.4. Modelo-11 exato com espessuras em metros e velocidades em m/s para cada camada.

Modelo-11											
Espessuras, m	100	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500
Velocidades, m/s	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000	5500	6000

Os pontos marcados na seção da Figura 6.8 foram utilizados para a inversão linear do modelo-11, e os resultados das estimativas da v_{rms} , sem ruído aditivo no tempo de trânsito estão mostrados na Tabela 6.5 e na Figura 6.9.

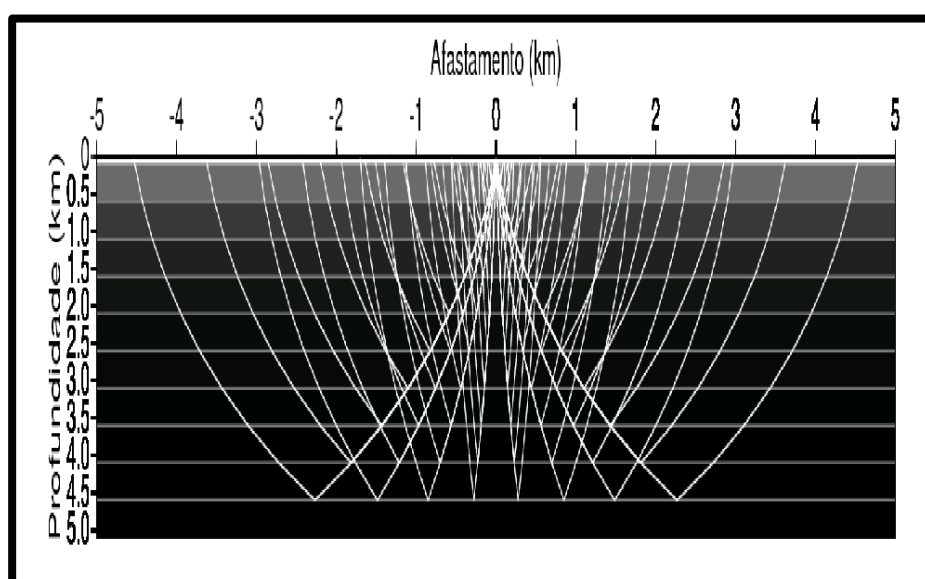


Figura 6.7. Modelo-11 sintético baseado na geologia da Bacia do Solimões é composto por 11 camadas plano-horizontais, homogêneas e isotrópicas, com velocidades que variam de cima para baixo: 1000m/s, 1500m/s, 2000m/s, 2500m/s, 3000m/s, 3500m/s, 4000m/s, 4500m/s, 5000m/s, 5500m/s, 5500m/s, 6000m/s. Está desenhada a trajetória de alguns raios de reflexão primária para cada interface.

As informações necessárias para aplicar o método Price são como, por exemplo: (1) quantidade de pontos nas trajetórias “hiperbólicas” de reflexão ($ng=22$); (2) quantidade de parâmetros a serem estimados ($par=2$, t_0^2 e $1/v_{rms}^2$) em cada camada do modelo; (3) quantidade de pontos de busca ($ptsb=500$); tolerância ($tol=0,001$); e (4) o arquivo de vínculos dos parâmetros (50m a 750m, para as espessuras; 1000m/s a 8000m/s, para as velocidades). A utilização destes vínculos serve para definir a região de busca do mínimo global durante o processo de ajuste de curvas. Deste modo, informações a priori, geológicas e geofísicas são importantes no processo para estabelecer os vínculos neste algoritmo.

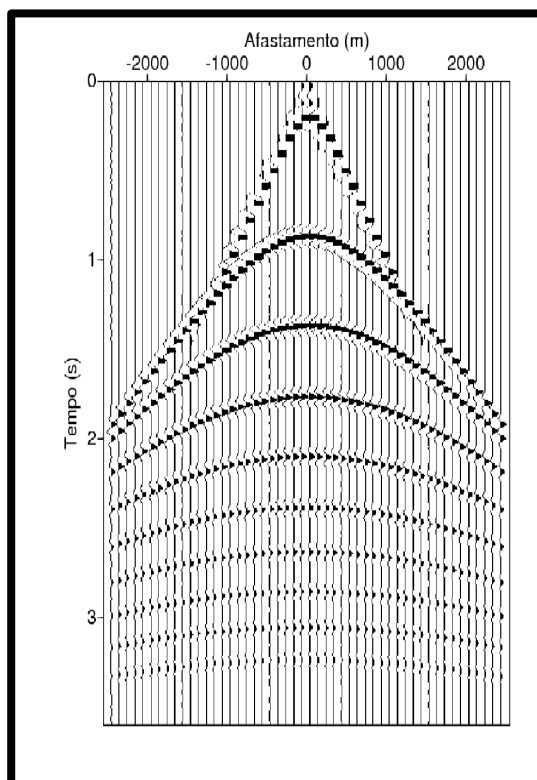


Figura 6.8. Seção sintética PMC-100 mostrando os eventos primários de reflexão das ondas P. Esta seção possui cobertura de 50 traços. Os sismogramas são calculados pelo método de diferenças finitas usando o sistema CWP/SU.

Os pontos marcados na seção da Figura 6.8 foram utilizados para a inversão não-linear do modelo-11, e os resultados das estimativas da v_{rms} , sem ruído aditivo no tempo de trânsito, estão mostrados também na Tabela 6.5 e na Figura 6.9.

Os valores da medida de desajuste estão na Tabela 6.6 e analisados na Figura 6.10. O resultado mostra claramente a independência da solução da inversão em cascata dos eventos de reflexão, uma vez que esta inversão não resolve todos os eventos simultaneamente. Além disso, a solução mostra que a resolução diminui com a profundidade, já que há uma tendência de aumento do desajuste com a profundidade.

Para fazer uma comparação entre as inversões $t^2 \approx x^2$ e Price, foram utilizados dados das marcações da seção sintética PMC-100, modelo-11, sem ruído aditivo, cuja análise foi feita em duas etapas. Na primeira etapa, representada pela Figura 6.11, o resultado do método de inversão linear, e na segunda etapa, representada pela Figura 6.12, o resultado pelo método de inversão não-linear.

Tabela 6.5. Resultado obtido da estimativa da v_{rms} em m/s (velocidade média-quadrática) para o modelo-11 a partir do do tempo de trânsito sem ruído aditivo pelos métodos de inversão linear ($t^2 \propto x^2$) e não-linear (Price). Estes resultados estão plotados na Figura 6.9.

Camadas	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Vrms Exata, m/s	1405	1649	1876	2103	2319	2529	2736	2940	3142	3344
Vrms Estimada (linear)	1005	1412	1649	1903	2123	2319	2551	2789	3103	3439
Vrms Estimada (não-linear)	1001	1388	1658	1879	2148	2319	2625	2902	3103	3439

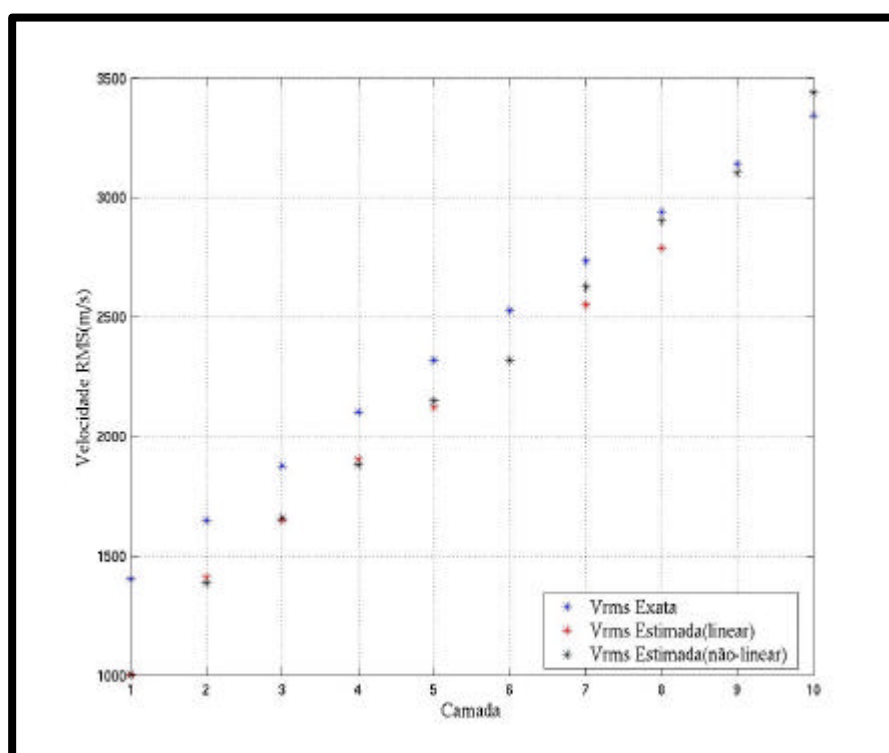


Figura 6.9. Modelo-7. Velocidades RMS (velocidade média-quadrática, v_{rms}): (cor azul) exata; (cor vermelha) estimada pela inversão linear a partir da marcação do tempo de trânsito sem ruído aditivo; (cor preta) estimada pela inversão não-linear a partir da marcação do tempo de trânsito sem ruído aditivo. Observa-se neste exemplo que as velocidades RMS estimadas estão ambas correlatas, e sistematicamente menores do que a exata, o que implica num mesmo comportamento para as espessuras estimadas. Este resultado serve de diagnóstico para o processo de inversão.

Tabela 6.6. Resultado do desajuste do método de inversão linear e plotado na Figura 6.10.

Camadas	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Desajuste	0.0039	0.0023	0.0035	0.0053	0.0065	0.0071	0.0048	0.0049	0.0084	0.0077

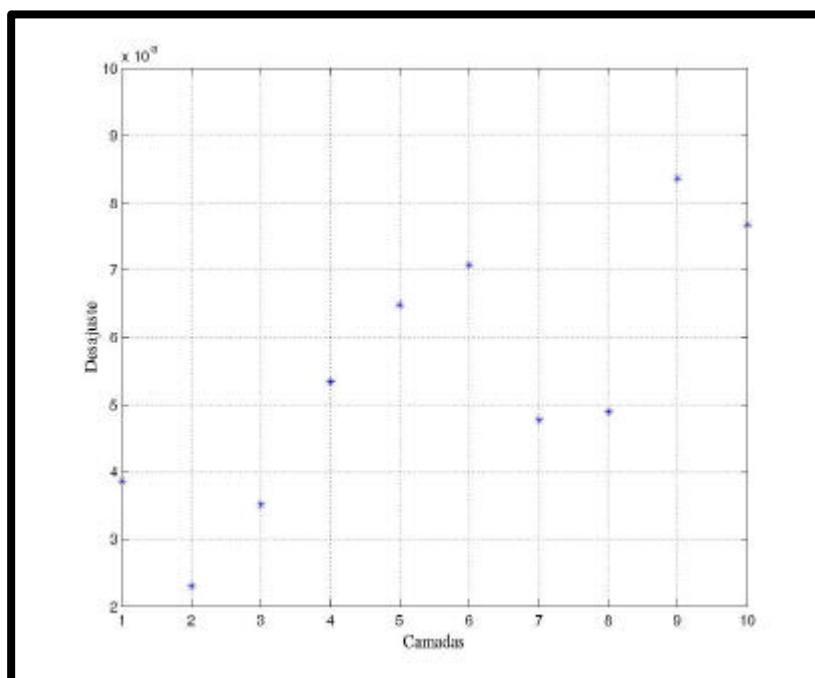


Figura 6.10. Modelo-11. Inversão linear. Valores dos desajustes calculados. Observa-se uma dispersão coerente nos valores, a tendência de aumento com a profundidade (camada), uma vez que esta inversão minimiza um evento de reflexão por vez, de cima para baixo em cascata, indicando menor resolução com a profundidade.

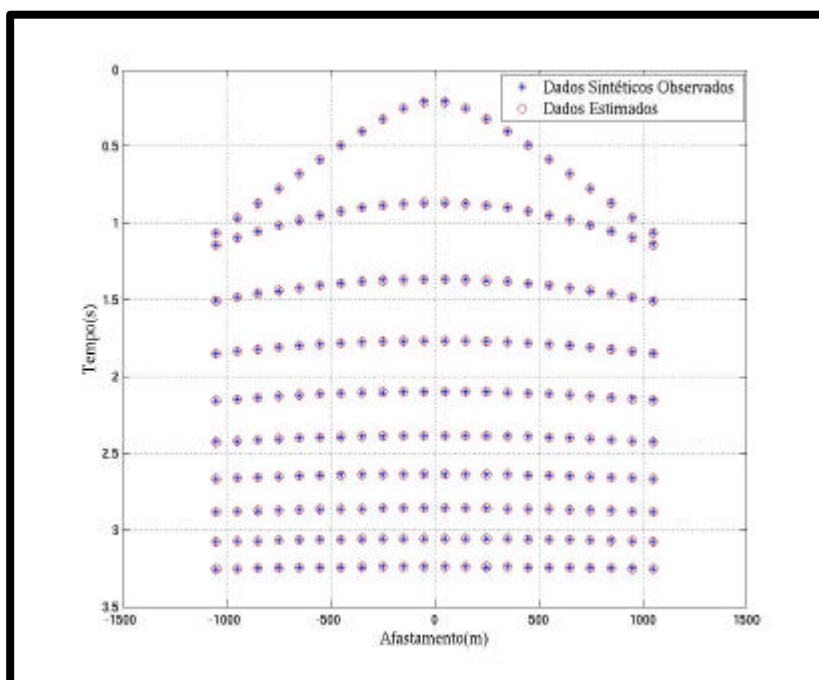


Figura 6.11. Modelo-11 sem ruído aditivo. Inversão linear. Marcações tempo-distância: (cor azul) dados sintéticos observados; (cor vermelha) dados ajustados. Observa-se nesta escala que o ajuste foi bom.

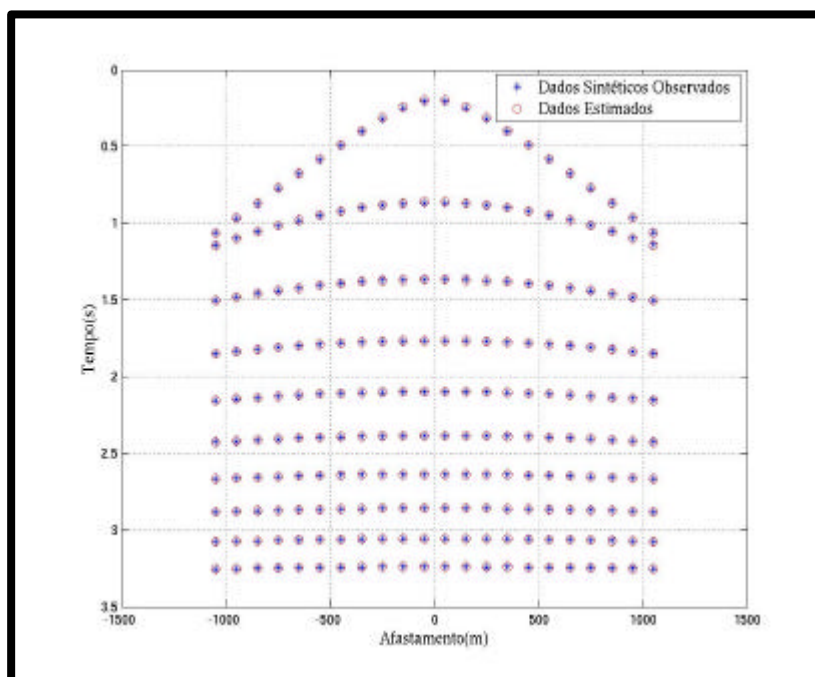


Figura 6.12. Modelo-11 sem ruído aditivo. Inversão não-linear. Marcações tempo-distância: (cor azul) dados sintéticos observados; (cor vermelha) dados ajustados. Observa-se nesta escala que o ajuste foi bom.

6.1.3 Modelo-180

O modelo-180 é formado por 180 camadas intervalares, e seu desenvolvimento é mais completo no sentido de incluir conceitos mais geológicos, e considera o princípio de camadas efetivas, onde um conjunto de camadas finas é substituível por uma camada espessa única. Isto, devido ao fato de uma bacia sedimentar ser formada por milhares de camadas geológicas delgadas, e haver necessidade prática de limitar o número de camadas na modelagem sísmica devido à resolução vertical e horizontal do método.

A Figura 6.13 mostra a distribuição velocidade intervalar em profundidade formada por uma função multi-degrau, cuja forma é resultante da interpretação de dados sônicos de poço que tem uma forma contínua. Além disso, a figura sugere uma interpretação por camadas plano-horizontais; correspondendo à discretização do modelo em subsuperfície. A linha vermelha representa a função velocidade RMS, que tem uma forma fortemente exponencial no início (efeito das camadas superficiais e intemperismo), formas lineares na parte intermediária (alvo da bacia sedimentar), com uma tendência assintótica na parte inferior (representando o embasamento da bacia em questão).

A prática com perfis de poço revela que a função velocidade local é tipicamente oscilante, e resulta na interpretação de macro-intervalos traçados na forma de uma função multi-degrau. As velocidades resultantes são expressas como uma média, e podem ser diferentes da velocidade intervalar Dix, que é expressa pela equação:

$$V_{M,Dix}^2 = \frac{v_{rms,i}^2 t_{i?M}^{(0)} + v_{rms,i}^2 t_i^{(0)}}{t_{i?M}^{(0)} + t_i^{(0)}} = \frac{1}{t_{i?M}^{(0)} + t_i^{(0)}} \sum_{k=i?1}^{i?M} v_k^2 [t_k^{(0)} + t_{k?1}^{(0)}]. \quad (6.1)$$

Outra forma de expressar teoricamente a velocidade média é pela equação:

$$V_{M,i} = \frac{1}{t_{i?M}^{(0)} + t_i^{(0)}} \sum_{k=i?1}^{i?M} v_k [t_k^{(0)} + t_{k?1}^{(0)}]. \quad (6.2)$$

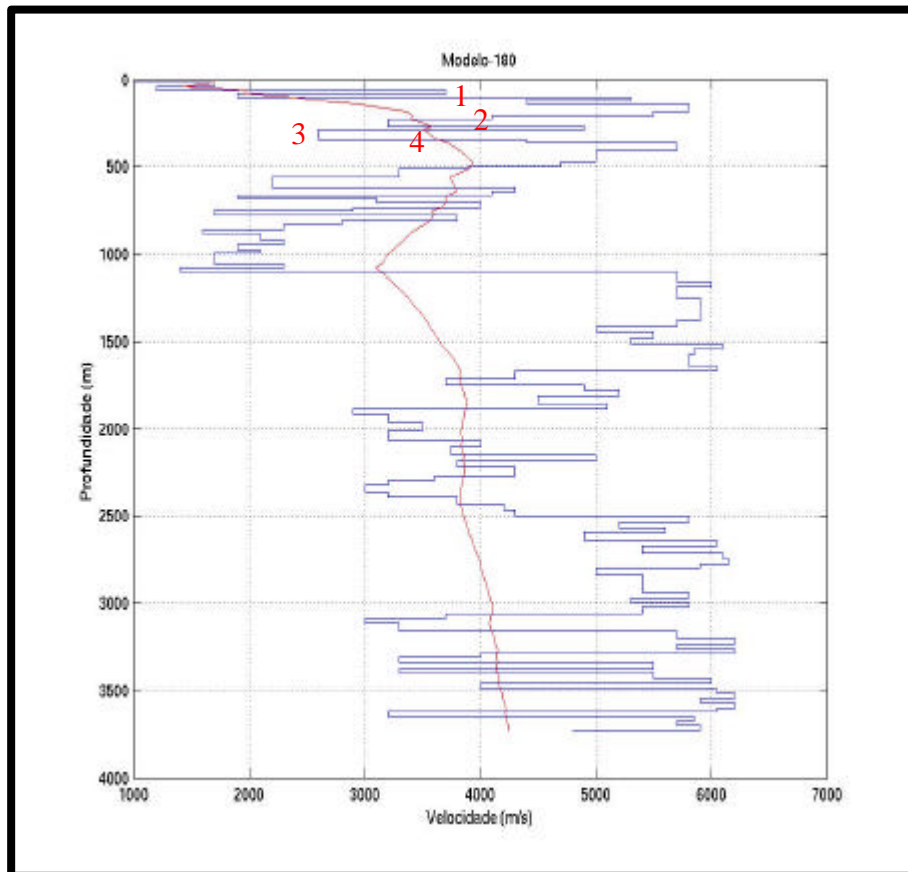


Figura 6.13. Modelo-180 formado por 180 camadas plano-horizontais (macro-intervalos) resultante da interpretação de dados sísmicos de poço. (Cor azul) Distribuição da velocidade intervalar em profundidade representado por uma função multi-degrau. (Cor vermelha) Curva contínua da função velocidade RMS, que tem uma forma fortemente exponencial no início (efeito das camadas superficiais e intemperismo), formas lineares na parte intermediária (alvo da bacia sedimentar), com uma tendência assintótica na parte inferior (representando o embasamento da bacia em questão). O números indicam os refletores analisados.

As seções sintéticas FC (fonte-comum), bilaterais simétricas, foram geradas a partir do modelo apresentado na Figura 6.14, que gerou seções sísmicas reorganizadas em seções PMC (ponto-médio-comum). A seção escolhida para a inversão foi a PMC-100 da Figura 6.15 usada para marcação de pontos na inversão.

Na seção PMC-100, os pontos são marcados seguindo uma trajetória hiperbólica. Como exemplo, foram feitas apenas 25 marcações (*pickings*) para cada trajetória de reflexão da Figura 6.15.

Os pontos marcados na seção da Figura 6.15 foram utilizados para a inversão linear do modelo-180, e os resultados das estimativas da velocidade v_{rms} , sem ruído aditivo no tempo de trânsito, estão mostrados na Tabela 6.7 e na Figura 6.16.

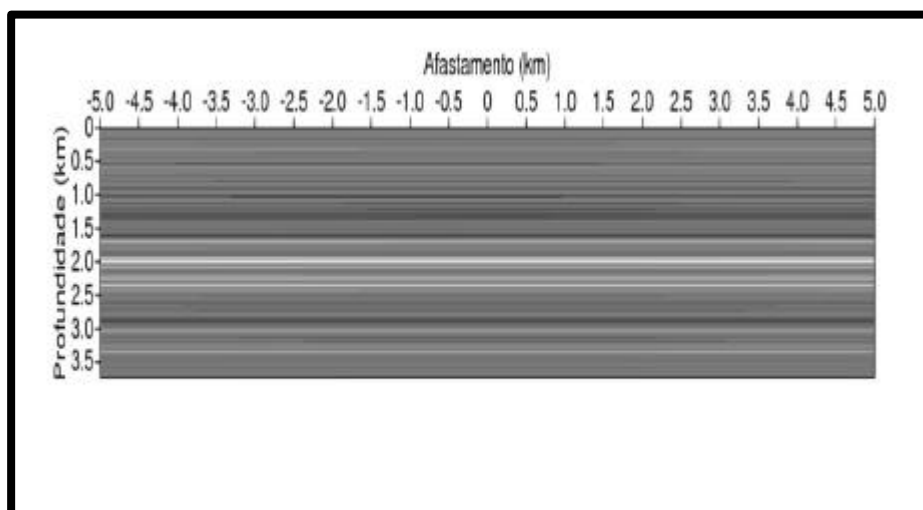


Figura 6.14. Modelo-180 camadas intervalares. A sua análise é mais completa no sentido de incluir conceitos mais geológicos, e considerar o princípio de camadas intervalares, onde um conjunto de camadas finas é substituível por uma camada espessa única.

As informações necessárias para aplicar o método Price foram, por exemplo: (1) quantidade de pontos nas trajetórias “hiperbólicas” de reflexão ($ng=25$); (2) quantidade de parâmetros a serem estimados ($par=2$, t_0^2 e $1/v_{rms}^2$) em cada camada do modelo; (3) quantidade de pontos de busca ($ptsb=500$); tolerância ($tol=0,001$); e (4) o arquivo de vínculos dos parâmetros (50m a 750m, para as espessuras; 1000m/s a 8000m/s, para as velocidades). A utilização destes vínculos serve para definir a região de busca do mínimo global durante o processo de ajuste de curvas. Deste modo, informações a priori, geológicas e geofísicas são importantes no processo para estabelecer os vínculos neste algoritmo.

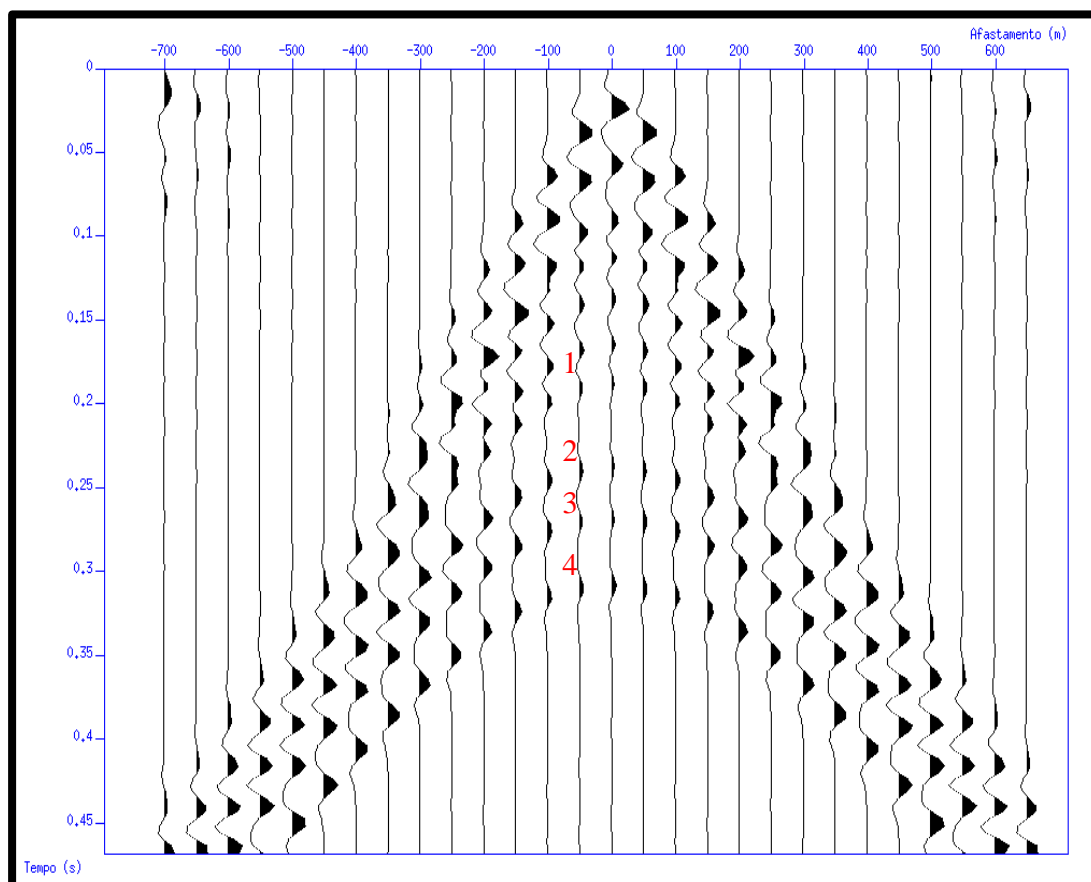


Figura 6.15. Seção sintética PMC-100 mostrando os eventos primários de reflexão das ondas P. Esta seção possui cobertura de 50 traços. Os sismogramas são calculados pelo método de diferenças finitas usando o sistema CWP/SU. Os números indicam os refletores analisados.

Os pontos marcados na seção da Figura 6.15 foram utilizados para a inversão não-linear do modelo-180, e os resultados das estimativas da v_{rms} , sem ruído aditivo no tempo de trânsito, estão mostrados também na Tabela 6.7 e na Figura 6.16.

Os valores da medida de desajuste estão na Tabela 6.8 e analisados na Figura 6.17. O resultado mostra claramente a independência da solução da inversão em cascata dos eventos de reflexão, uma vez que esta inversão não resolve todos os eventos simultaneamente. Além disso, a solução mostra que a resolução diminui com a profundidade, já que há uma tendência de aumento do desajuste com a profundidade.

Para fazer uma comparação entre as inversões t^2 e x^2 e Price, foram utilizados dados das marcações da seção sintética PMC-100, modelo-180, sem ruído aditivo, cuja análise foi feita em duas etapas. Na primeira etapa, representada pela Figura 6.18, o resultado do método de

inversão linear, e na segunda etapa, representada pela Figura 6.19, o resultado pelo método de inversão não-linear.

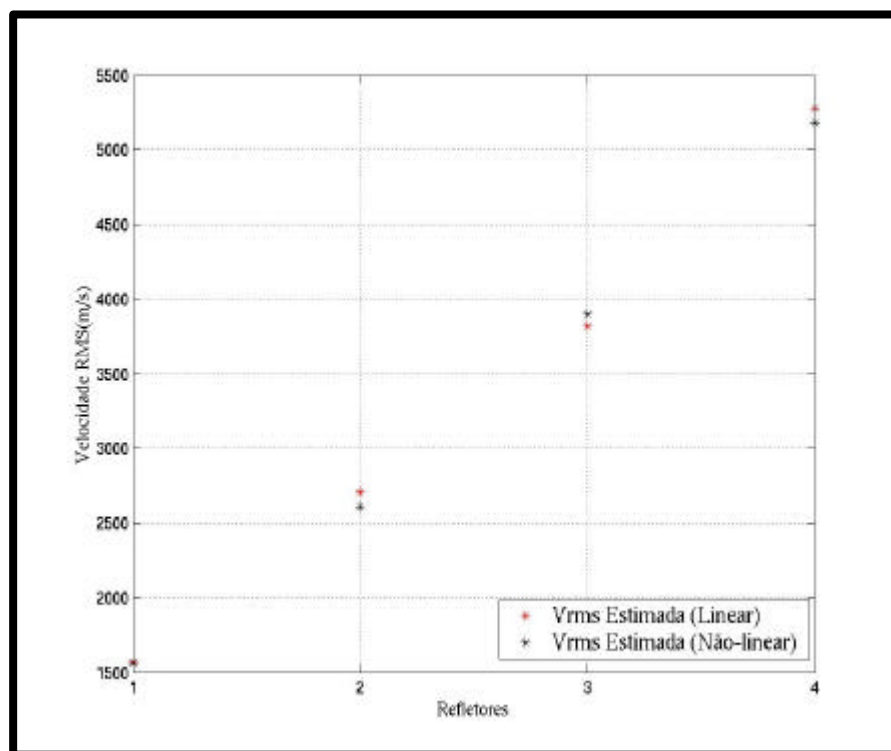


Figura 6.16. Modelo-180. Velocidades RMS (velocidade média-quadrática, v_{rms}): (cor vermelha) estimada pela inversão linear a partir da marcação do tempo de trânsito sem ruído aditivo; (cor preta) estimada pela inversão não-linear a partir da marcação do tempo de trânsito sem ruído aditivo. Observa-se neste exemplo que as velocidades RMS estimadas estão ambas correlacionadas, e aproximadas aos valores interpretados na Figura 6.13 considerada exata. Este resultado serve de diagnóstico para o processo de inversão.

Tabela 6.7. Resultado obtido da estimativa da v_{rms} em m/s (velocidade média-quadrática) para o modelo-180 a partir do tempo de trânsito sem ruído aditivo pelos métodos de inversão linear ($t^2 \propto x^2$) e não-linear (Price). Estes resultados estão plotados na Figura 6.16.

Refletores	1	2	3	4
Vrms Estimada (linear)	1567	2705	3820	5279
Vrms Estimada (não-linear)	1562	2718	3925	5243

Tabela 6.8. Resultado do desajuste do método de inversão linear e plotado na Figura 6.17 para o modelo-180.

Camadas	1	2	3	4
Desajuste	0.0037	0.0026	0.0032	0.0061

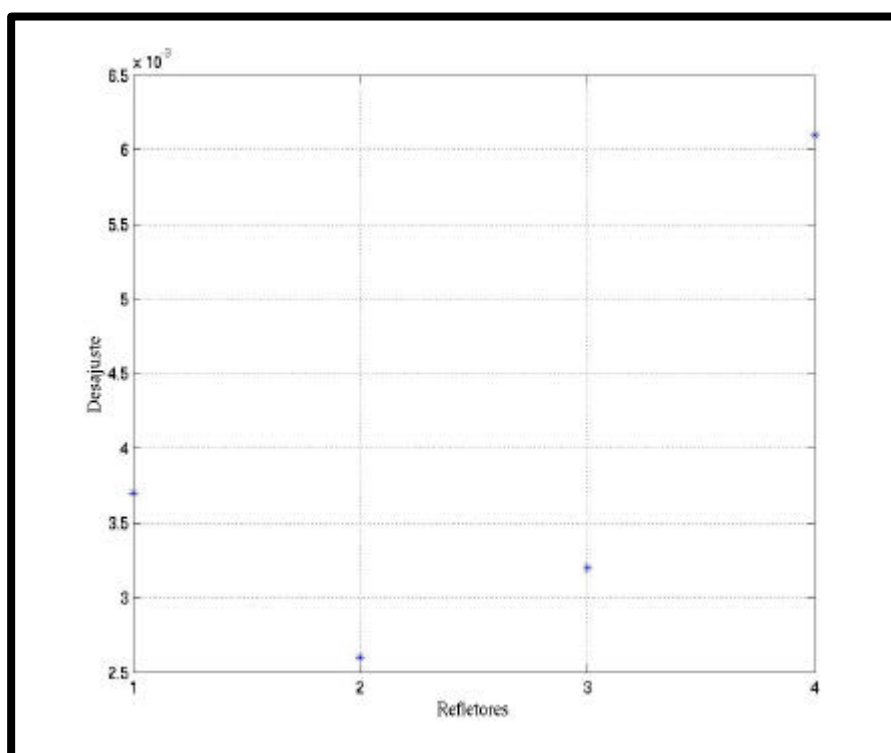


Figura 6.17. Modelo-180. Inversão linear. Valores dos desajustes calculados. Observa-se uma dispersão coerente nos valores, a tendência de aumento com a profundidade (camada), uma vez que esta inversão minimiza um evento de reflexão por vez, de cima para baixo em cascata, indicando neste caso uma menor resolução com a profundidade, o que serve para explicar o alto valor de velocidade RMS para o último refletor.

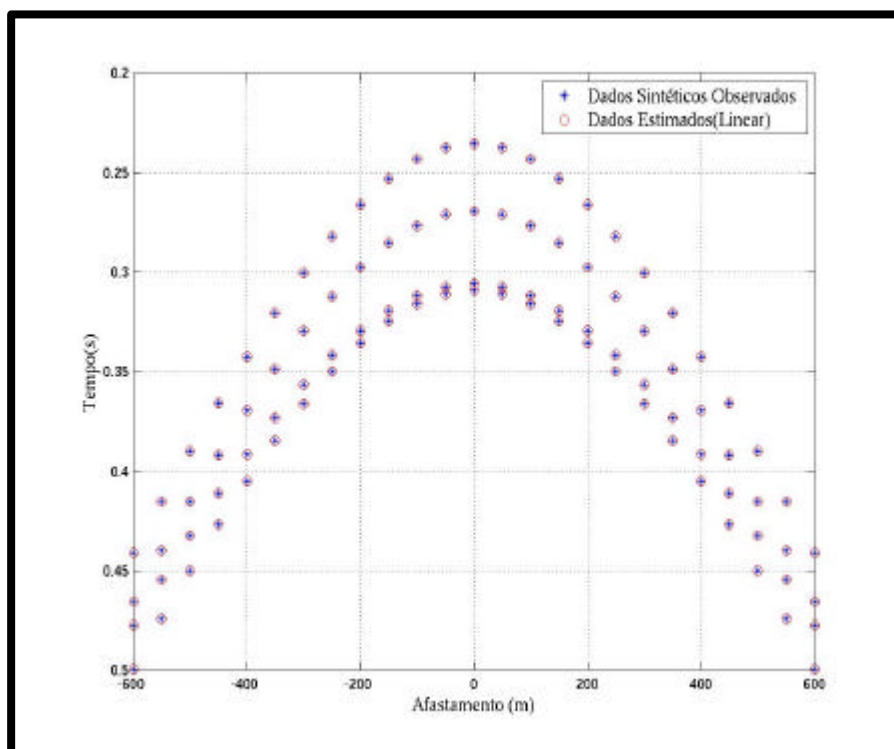


Figura 6.18. Modelo-180 sem ruído aditivo. Inversão linear. Marcações tempo-distância: (cor azul) dados sintéticos observados; (cor vermelha) dados ajustados. Observa-se nesta escala que o ajuste foi bom.

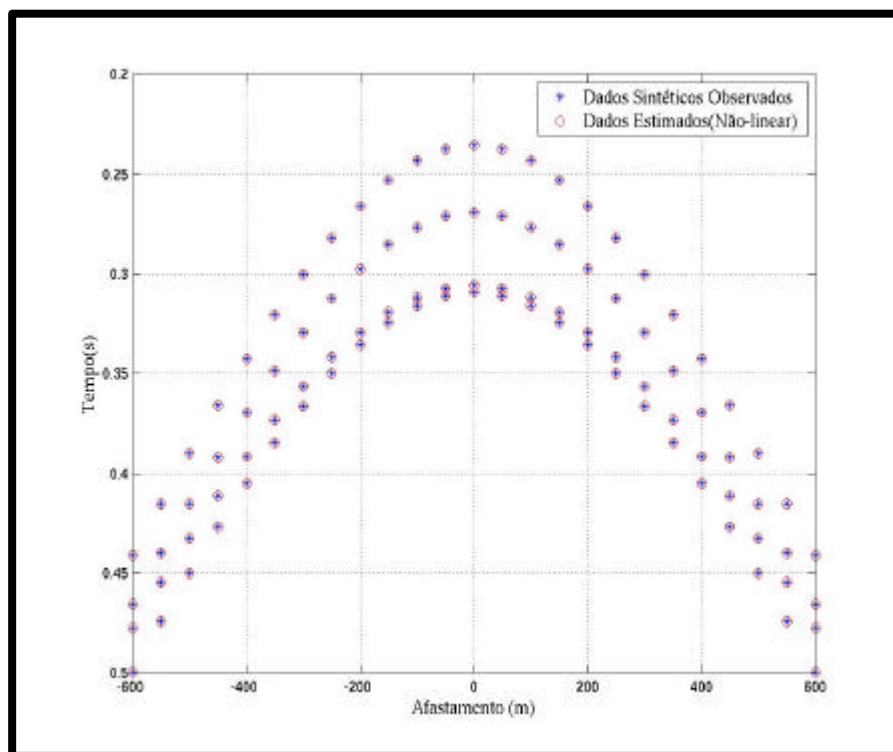


Figura 6.19. Modelo-180 sem ruído aditivo. Inversão não-linear. Marcações tempo-distância: (cor azul) dados sintéticos observados; (cor vermelha) dados ajustados. Observa-se nesta escala que o ajuste foi bom.

6.2 DADOS SINTÉTICOS COM RUÍDO ADITIVO

Foram realizados testes com o modelo-7, o modelo-11 e o modelo-180 para verificar o comportamento dos métodos de inversão linear e não-linear na presença de ruído aditivo aos dados. Considerou-se o caso de ruído aditivo nas porcentagens de 5%, 15% e 25%. Estes testes permitem analisar as condições de estabilidade do método de inversão linear e não-linear na estimativa das velocidades RMS.

6.2.1 Modelo-7

Os dados com ruído aditivo foram submetidos aos dois métodos de inversão para compararmos os resultados em ambos procedimentos, e procurar concluir quanto à superioridade de um método sobre o outro e das vantagens e desvantagens de cada um.

6.2.1.1 Testes com 5% de Ruído Aditivo

Com relação ao modelo-7, os pontos marcados na seção PMC-99 (Figura 6.2) foram utilizados para a inversão linear e não-linear, e os resultados das estimativas da v_{rms} com 5% de ruído aditivo no tempo de trânsito estão mostrados na Tabela 6.9 e na Figura 6.20, e os valores da medida de desajuste estão apresentados na Tabela 6.10 e analisados na Figura 6.21. Com base nestas tabelas e figuras, observa-se que as velocidades RMS estimadas estão correlacionadas e sistematicamente maiores do que a exata, o que implica num mesmo comportamento para as espessuras estimadas. A solução da inversão em cascata dos eventos de reflexão não apresenta uma propagação do erro com a profundidade (Figura 6.21); no entanto, esta solução mostra que a resolução diminui com a profundidade, já que há uma tendência de aumento do desajuste com a profundidade. Para fazer uma comparação entre as inversões t^2 e x^2 e Price, foram usadas as marcações da seção sintética PMC-99 (modelo-7) com 5% de ruído aditivo, e a análise feita em duas etapas. Na primeira etapa, representada pela Figura 6.22, nos referimos ao método linear, e na segunda etapa, representada pela Figura 6.23, ao método não-linear. Com 5% de ruído o comportamento das soluções obtidas com ambos os métodos de inversão é semelhante. Os valores do desvio-padrão estão na Tabela 6.11.

Tabela 6.9. Resultado da estimativa da v_{rms} em m/s (velocidade média-quadrática) para o modelo-7 a partir do tempo de trânsito com 5% de ruído aditivo pelos métodos de inversão linear ($t^2 \propto x^2$) e não-linear (Price). Estes resultados estão plotados na Figura 6.20.

Camadas	1	2	3	4	5	6
Vrms Exata, m/s	1224	1488	1721	1946	2206	2444
Vrms Estimada (linear)	1595	1712	1962	2208	2414	2687
Vrms Estimada (não-linear)	1505	1740	2032	2282	2509	2815

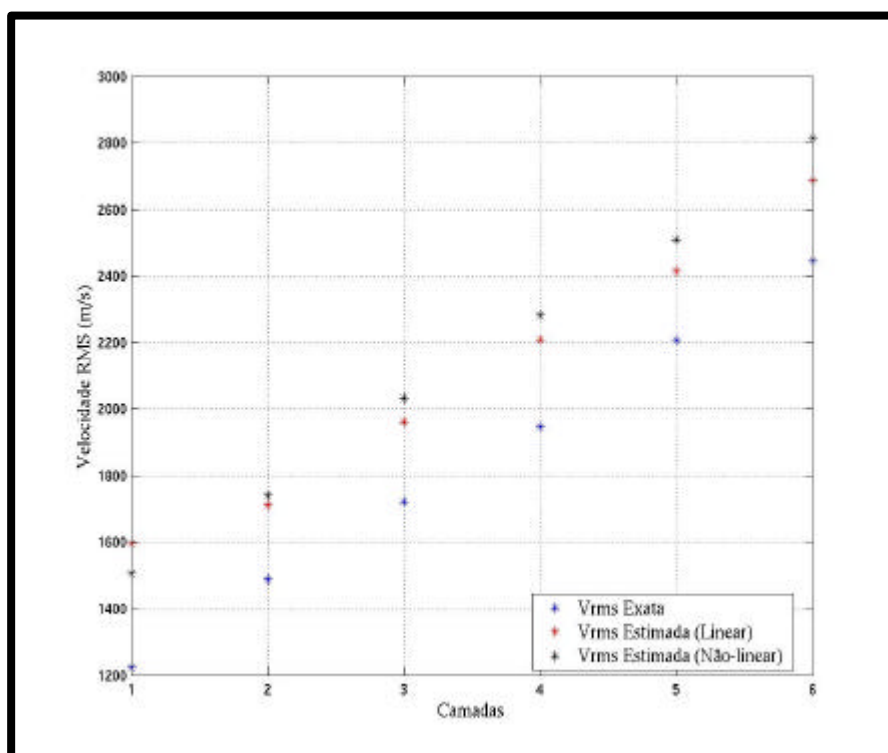


Figura 6.20. Modelo-7 com 5% de ruído aditivo. Velocidades RMS (velocidade média-quadrática, v_{rms}): (cor azul) exata; (cor vermelha) estimada pela inversão linear a partir da marcação do tempo de trânsito; (cor preta) estimada pela inversão não-linear a partir da marcação do tempo de trânsito. Observa-se que as velocidades RMS estimadas estão correlacionadas e sistematicamente maiores do que a exata, o que implica num mesmo comportamento para as espessuras estimadas. Este resultado é importante no diagnóstico do processo de inversão.

Tabela 6.10. Resultado do desajuste com 5% de ruído aditivo do método de inversão linear e plotado na Figura 6.21.

Camadas	1	2	3	4	5	6
Desajuste	0.0028	0.0034	0.0024	0.0030	0.0039	0.0038

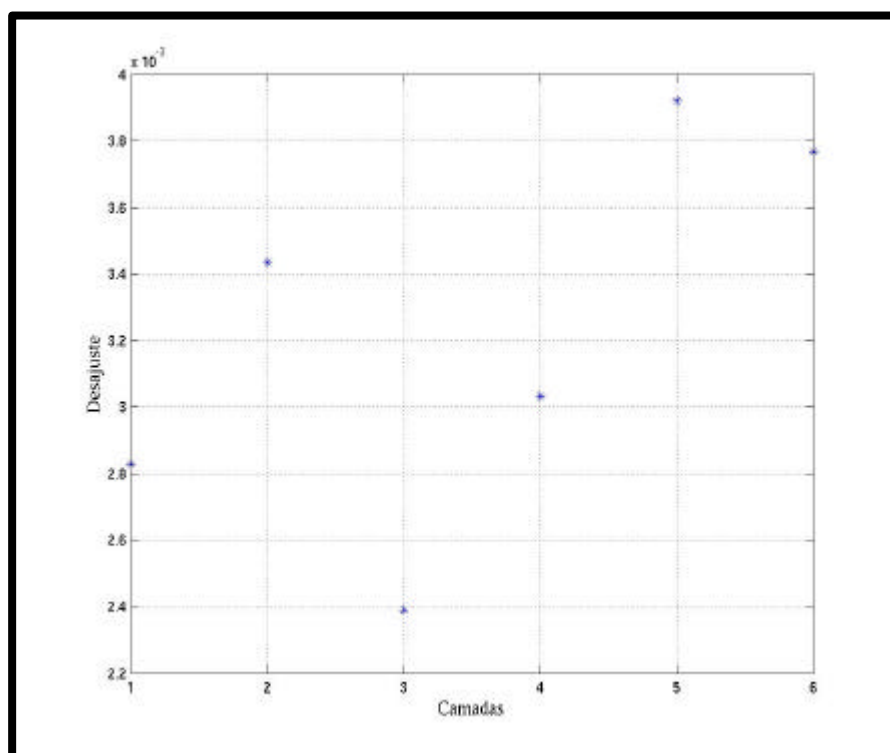


Figura 6.21. Modelo-7 com 5% de ruído aditivo. Inversão linear. Valores calculados do desajustes. Observa-se uma dispersão nos valores e uma tendência de aumento com a profundidade. Esta inversão é em cascata por resolver os parâmetros (velocidade e espessura) de cima para baixo, havendo menor resolução com a profundidade.

Tabela 6.11. Resultado obtido para o desvio-padrão com 5% de ruído aditivo pelo método de inversão linear.

Camadas	1	2	3	4	5	6
Desvio-padrão	1562-1631	1669-1760	1886-2049	2085-2357	2236-2643	2418-3071

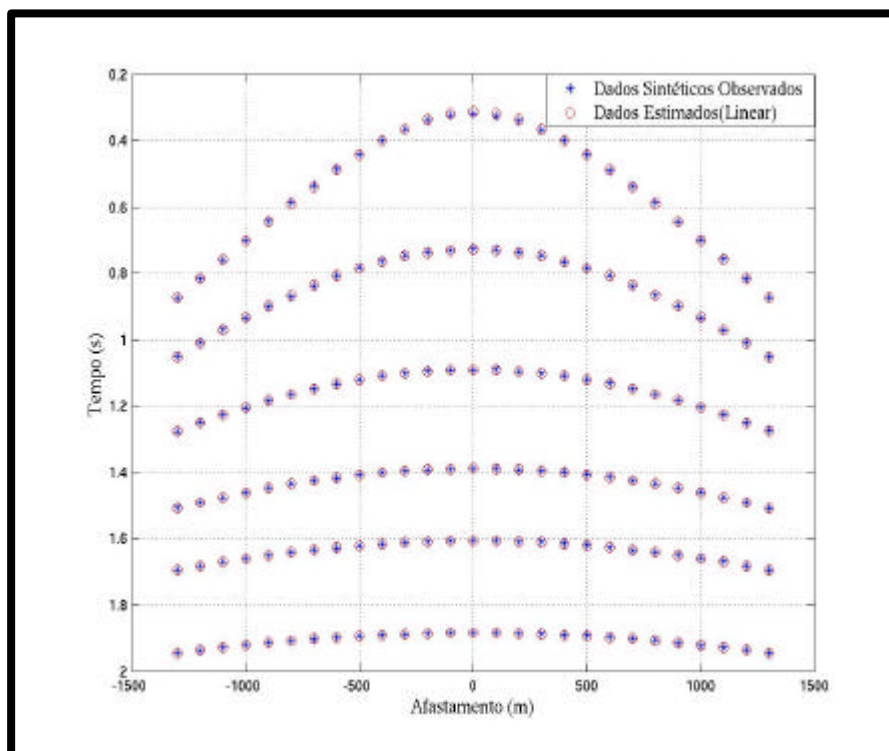


Figura 6.22. Modelo-7 com 5% de ruído aditivo. Inversão linear. Marcações tempo-distância: (cor azul) dados sintéticos observados; (cor vermelha) dados ajustados. Observa-se nesta escala que o ajuste foi bom.

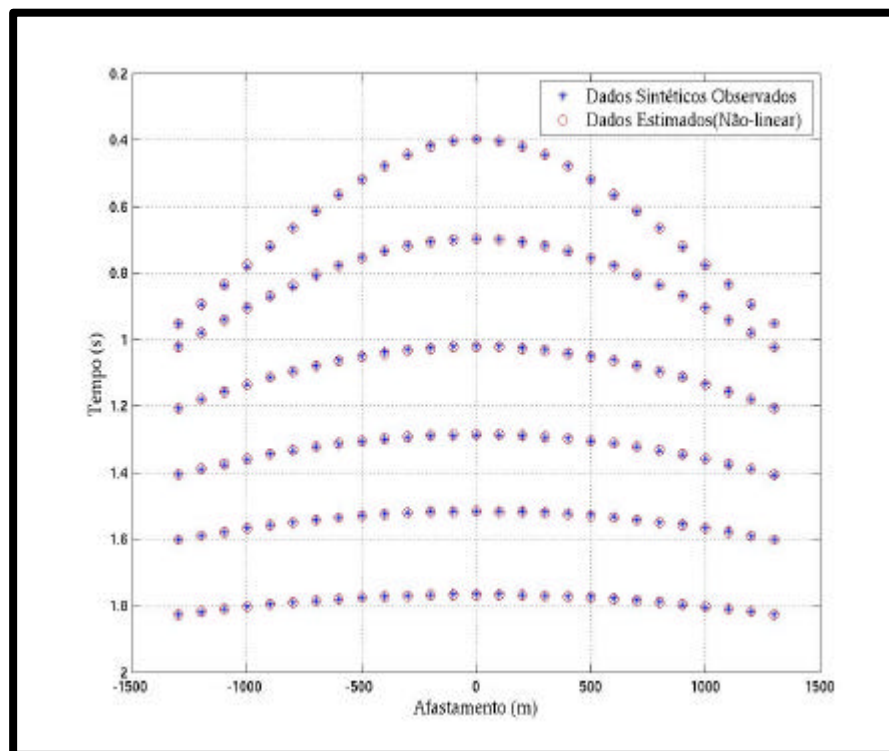


Figura 6.23. Modelo-7 com 5% de ruído aditivo. Inversão não-linear. Marcações tempo-distância: (cor azul) dados sintéticos observados; (cor vermelha) dados ajustados. Observa-se nesta escala que o ajuste foi bom.

6.2.1.2 Testes com 15% de Ruído Aditivo

A seguir veremos os resultados das estimativas da v_{rms} com 15% de ruído aditivo no tempo de trânsito, e mostrados na Tabela 6.12 e na Figura 6.24. Os valores da medida de desajuste estão apresentados na Tabela 6.13 e analisados na Figura 6.25. Com base nestas tabelas e figuras, observa-se que as velocidades RMS estimadas estão correlacionadas e sistematicamente maiores do que a exata, o que implica num mesmo comportamento para as espessuras estimadas. No entanto, a solução para o primeiro evento é diferente para o método da reparametrização (linear). A solução da inversão em cascata dos eventos de reflexão, não apresenta uma propagação do erro com a profundidade; no entanto, esta solução mostra que a resolução diminui com a profundidade, já que há uma tendência sinuosa de aumento do desajuste com a profundidade.

Para fazer uma comparação entre as inversões t^2 e x^2 e Price, foram utilizados dados das marcações da seção sintética PMC-99, modelo-7, com 15% de ruído aditivo, cuja análise foi feita em duas etapas. Na primeira etapa, representada pela Figura 6.26, o resultado do método de inversão linear, e na segunda etapa, representada pela Figura 6.27, o resultado pelo método de inversão não-linear. Com 15% de ruído o comportamento das soluções obtidas com ambos os métodos de inversão é semelhante. Os valores do desvio-padrão estão na Tabela 6.14.

Tabela 6.12. Resultado da estimativa da v_{rms} em m/s (velocidade média-quadrática) para o modelo-7 a partir do tempo de trânsito com 15% de ruído aditivo pelos métodos de inversão linear (t^2 e x^2) e não-linear (Price). Estes resultados estão plotados na Figura 6.24.

Camadas	1	2	3	4	5	6
Vrms Exata, m/s	1224	1488	1721	1946	2206	2444
Vrms Estimada (linear)	1862	1658	1854	2068	2289	2535
Vrms Estimada (não-linear)	1499	1758	2012	2318	2482	2755

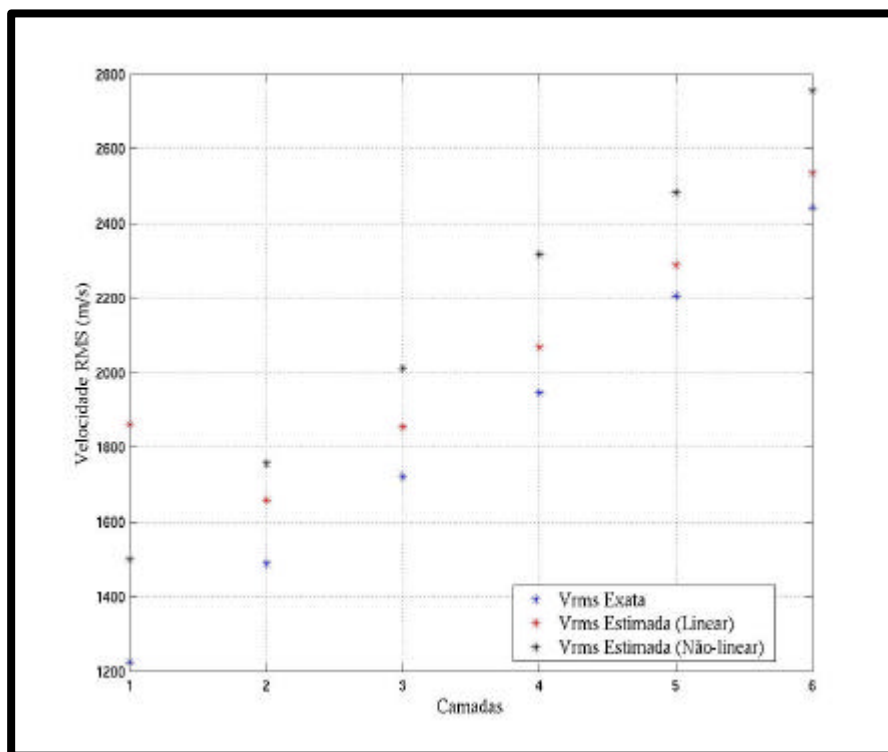


Figura 6.24. Modelo-7 com 15% de ruído aditivo. Velocidades RMS (velocidade média-quadrática, v_{rms}): (cor azul) exata; (cor vermelha) estimada pela inversão linear a partir da marcação do tempo de trânsito; (cor preta) estimada pela inversão não-linear a partir da marcação do tempo de trânsito. Observa-se que as velocidades RMS estimadas estão correlacionadas, mas difere com relação ao primeiro evento e são sistematicamente maiores do que o exato. Este comportamento se repete para as espessuras estimadas. Este resultado é importante no diagnóstico do processo de inversão, e mostra que a inversão linear se comporta surpreendentemente bem, uma vez que é esperado uma resolução melhor através do Price.

Tabela 6.13. Resultado do desajuste com 15% de ruído aditivo do método de inversão linear e plotado na Figura 6.25.

Camadas	1	2	3	4	5	6
Desajuste	0.0091	0.0041	0.0028	0.0035	0.0044	0.0042

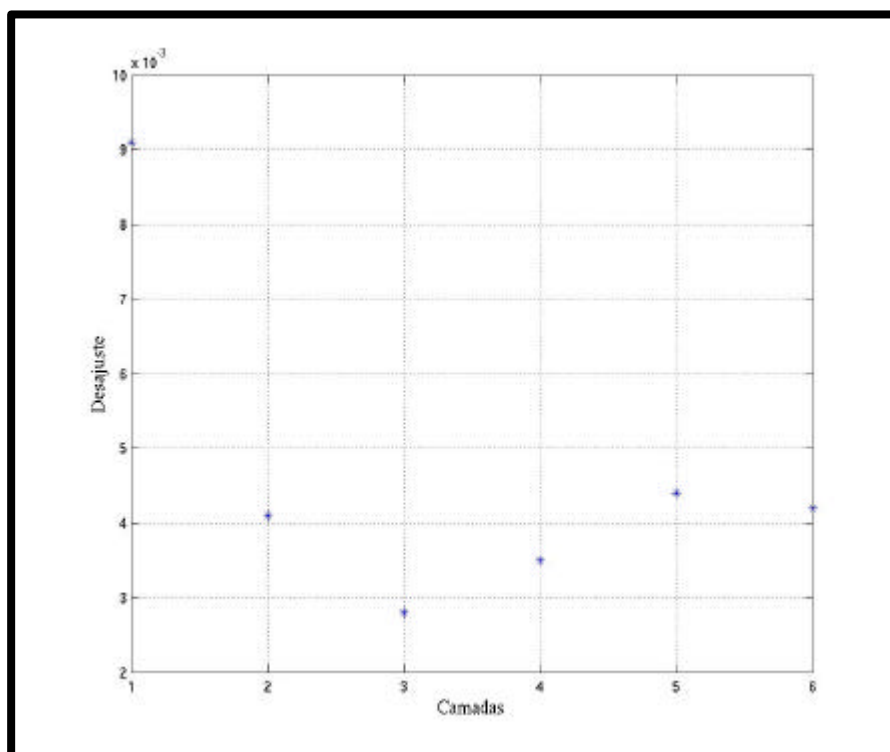


Figura 6.25. Modelo-7 com 15% de ruído aditivo. Inversão linear. Valores dos desajustes calculados. Observa-se uma dispersão coerente nos valores, e a tendência de aumento com a profundidade não é de destaque. A inversão resolve os eventos de reflexão de cima para baixo em cascata, mas é evidente que a resolução diminua com a profundidade.

Tabela 6.14. Resultado obtido para o desvio-padrão com 15% de ruído aditivo pelo método de inversão linear.

Camadas	1	2	3	4	5	6
Desvio-padrão	1717-2051	1546-1798	1678-2101	1799-2510	1902-3080	1988-4149

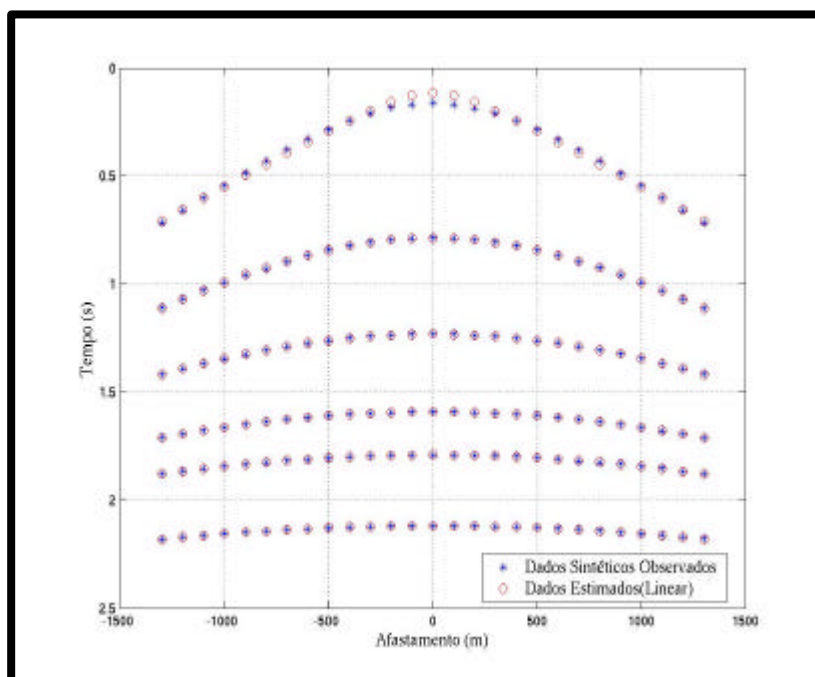


Figura 6.26. Modelo-7 com 15% de ruído aditivo. Inversão linear. Marcações tempo-distância: (cor azul) dados sintéticos observados; (cor vermelha) dados ajustados. Observa-se nesta escala que o ajuste foi bom. Há um destaque com relação ao primeiro evento.

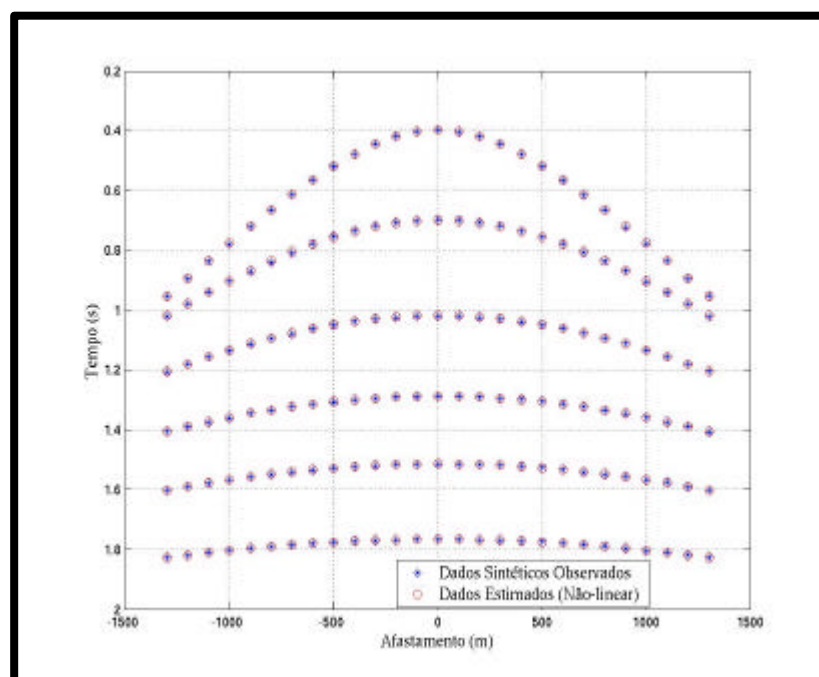


Figura 6.27. Modelo-7 com 15% de ruído aditivo. Inversão não-linear. Marcações tempo-distância: (cor azul) dados sintéticos observados; (cor vermelha) dados ajustados. Observa-se nesta escala que o ajuste foi bom. Há um destaque com relação ao primeiro evento.

6.2.1.3 Testes com 25% de Ruído Aditivo

Veremos agora os resultados das estimativas da v_{rms} com 25% de ruído aditivo no tempo de trânsito, e mostrados na Tabela 6.15 e na Figura 6.28. Os valores da medida de desajuste estão apresentados na Tabela 6.16 e analisados na Figura 6.29. Com base nestas tabelas e figuras, observa-se que as velocidades RMS estimadas estão correlacionadas e sistematicamente maiores do que a exata para o método Price, e a partir do quarto evento a estimativa é quase igual e menor, o que implica num mesmo comportamento para as espessuras estimadas. No entanto, a solução para o primeiro evento é diferente para o método da reparametrização (linear). A solução da inversão em cascata dos eventos de reflexão, não apresenta uma propagação do erro com a profundidade; no entanto, esta solução mostra que a resolução diminui com a profundidade, já que há uma tendência sinuosa de aumento do desajuste com a profundidade.

Para fazer uma comparação entre as inversões $t^2 ? x^2$ e Price, foram utilizados dados das marcações da seção sintética PMC-99, modelo -7, com 25% de ruído aditivo, cuja análise foi feita em duas etapas. Na primeira etapa, representada pela Figura 6.30, o resultado do método de inversão linear, e na segunda etapa, representada pela Figura 6.31, o resultado pelo método de inversão não-linear. Com 25% de ruído o comportamento das soluções obtidas com ambos os métodos de inversão é semelhante. Os valores do desvio-padrão estão na Tabela 6.17.

Tabela 6.15. Resultado da estimativa da v_{rms} em m/s (velocidade média-quadrática) para o modelo-7 a partir do tempo de trânsito com 25% de ruído aditivo pelos métodos de inversão linear ($t^2 ? x^2$) e não-linear (Price). Estes resultados estão plotados na Figura 6.28.

Camadas	1	2	3	4	5	6
Vrms Exata, m/s	1224	1488	1721	1946	2206	2444
Vrms Estimada (linear)	2331	1608	1762	1951	2182	2407
Vrms Estimada (não-linear)	1484	1761	2064	2327	2536	2763

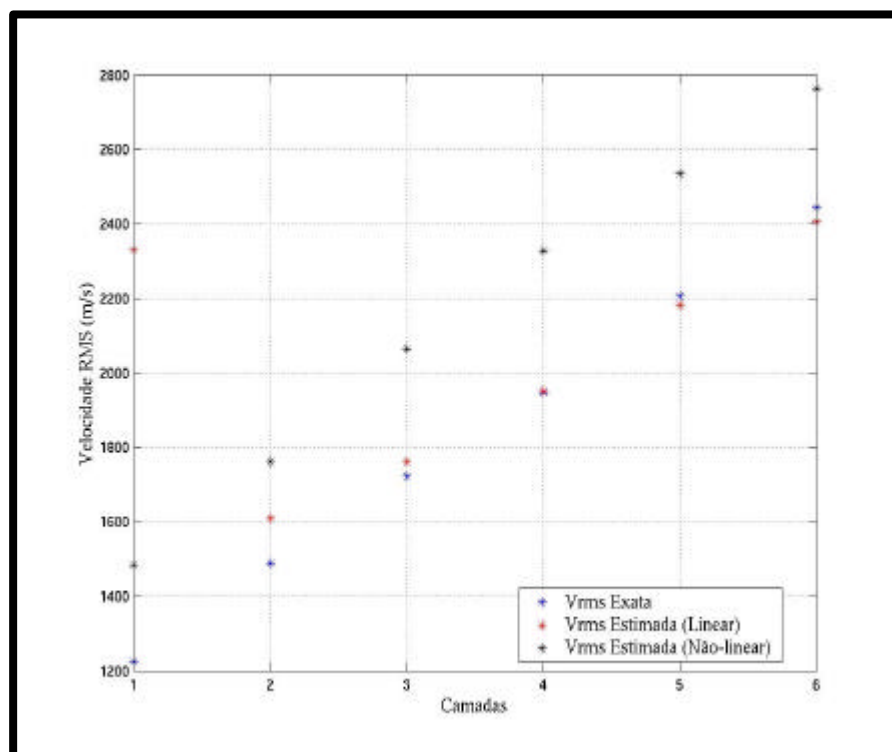


Figura 6.28. Modelo-7 com 25% de ruído aditivo. Velocidades RMS (velocidade média-quadrática, v_{rms}): (cor azul) exata; (cor vermelha) estimada pela inversão linear a partir da marcação do tempo de trânsito; (cor preta) estimada pela inversão não-linear a partir da marcação do tempo de trânsito. Observa-se que as velocidades RMS estimadas estão relacionadas e sistematicamente maiores do que a exata, o que implica num mesmo comportamento para as espessuras estimadas. Este resultado é importante no diagnóstico do processo de inversão, e mostra que a inversão linear se comporta surpreendentemente bem, uma vez que é esperado uma resolução melhor através do Price.

Tabela 6.16. Resultado do desajuste com 25% de ruído aditivo do método de inversão linear e plotado na Figura 6.29.

Camadas	1	2	3	4	5	6
Desajuste	0.0158	0.0048	0.0033	0.0039	0.0048	0.0047

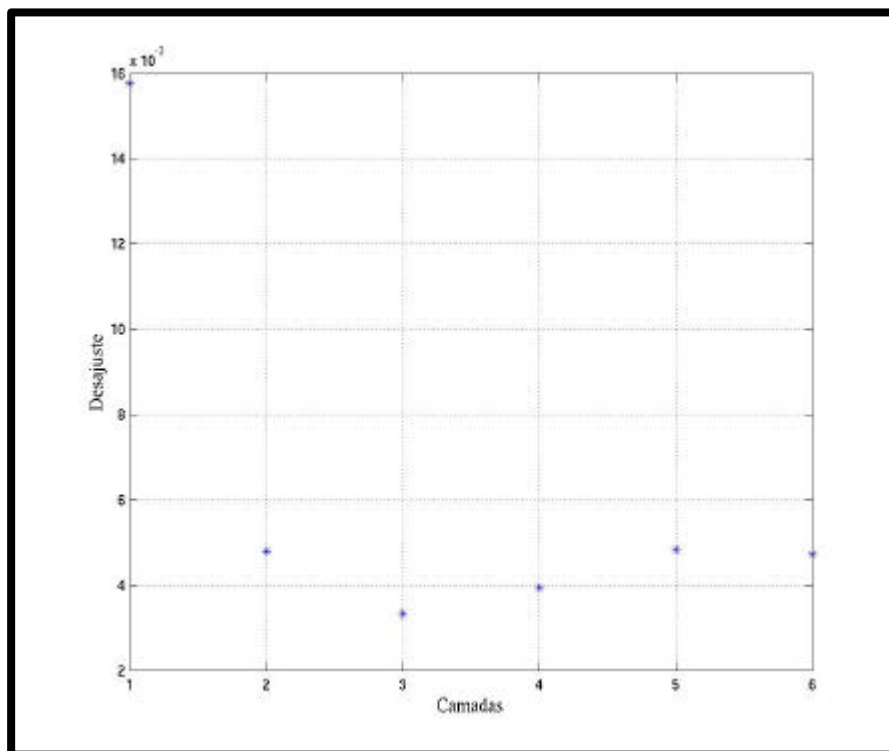


Figura 6.29. Modelo-7 com 25% de ruído aditivo. Inversão linear. Valores dos desajustes calculados. Observa-se uma pequena dispersão nos valores, a não ser para o primeiro evento, e uma tendência sinuosa e suave com a profundidade. A inversão resolve os eventos de cima para baixo em cascata, mas para este nível de ruído a solução não apresenta aumento com a profundidade.

Tabela 6.17. Resultado obtido para o desvio-padrão com 25% de ruído aditivo para o método de inversão linear.

Camadas	1	2	3	4	5	6
Desvio-padrão	1929-3174	1447-1838	1526-2157	1606-2697	1684-3845	1727-9938

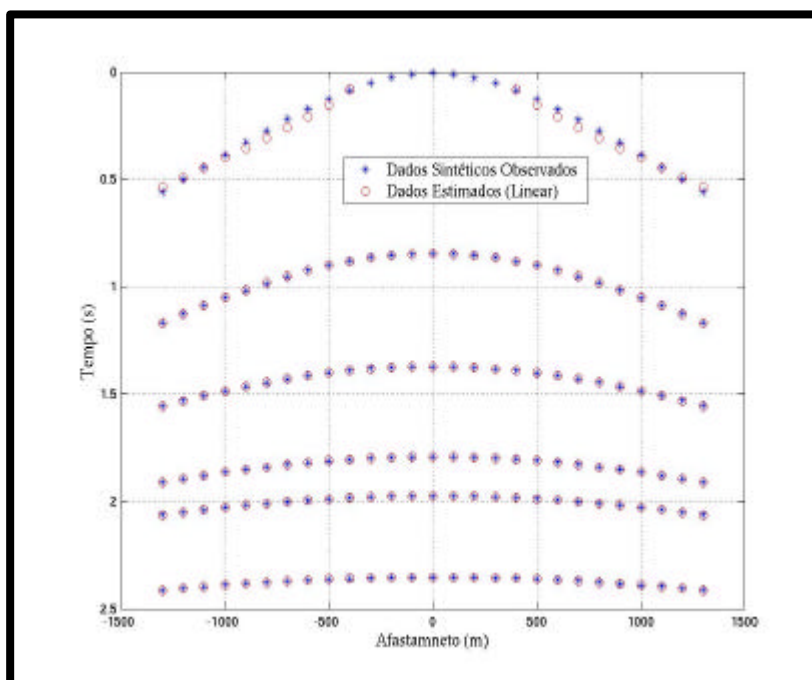


Figura 6.30. Modelo-7 com 25% de ruído aditivo. Inversão linear. Marcações tempo-distância: (cor azul) dados sintéticos observados; (cor vermelha) dados ajustados. Observa-se nesta escala que o ajuste foi bom, havendo um destaque para o primeiro evento.

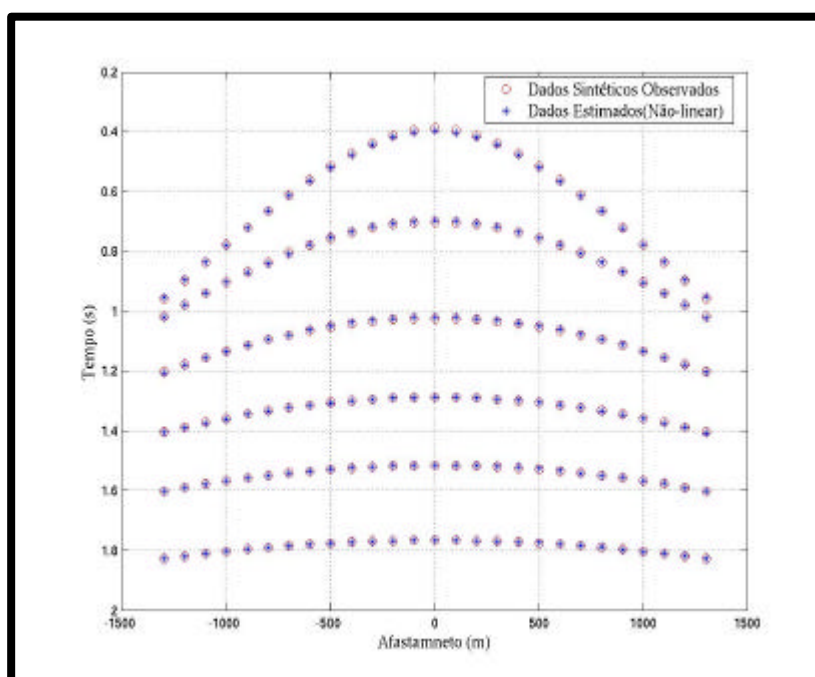


Figura 6.31. Modelo-7 com 25% de ruído aditivo. Inversão não-linear. Marcações tempo-distância: (cor azul) dados sintéticos observados; (cor vermelha) dados ajustados. Observa-se nesta escala que o ajuste foi bom, e não há destaque para o primeiro evento.

6.2.2 Modelo-11

Com relação ao modelo-11, os experimentos para verificar o comportamento dos métodos de inversão linear e não-linear na presença de ruído aditivo aos dados (nas porcentagens de 5% e 10%) permitiram obter soluções plausíveis apenas com o método não-linear Price. Os testes demonstraram que a inversão linear para estimar as velocidades RMS não é estável: um pouco de ruído aditivo aos dados sintéticos causa uma mudança grande na solução. Sendo assim, concluímos quanto à superioridade do método Price sobre o linear na condição de aumento do número de eventos sísmicos de reflexão.

6.2.2.1 Testes com 5% de Ruído Aditivo

Os pontos marcados na seção PMC-100 (Figura 6.8) foram usados para a inversão não-linear, e os resultados das estimativas da v_{rms} com 5% de ruído aditivo no tempo de trânsito estão apresentados na Tabela 6.18 e plotados na Figura 6.32. Com base nesta tabela e figura, observa-se que as velocidades RMS estimadas estão correlacionadas e sistematicamente menores do que a exata, o que implica num mesmo comportamento para as espessuras estimadas.

Para fazer a inversão pelo método Price, foram usadas as marcações da seção sintética PMC-100 (modelo-11) com 5% de ruído aditivo com o resultado apresentado na Figura 6.33, onde se observa nesta escala que o ajuste foi bom.

Tabela 6.18. Resultado da estimativa da v_{rms} em m/s (velocidade média-quadrática) para o modelo-11 a partir do tempo de trânsito com 5% de ruído aditivo pelo método de inversão não-linear (Price). Estes resultados estão plotados na Figura 6.32.

Camadas	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Vrms Exata, m/s	1405	1649	1876	2103	2319	2529	2736	2940	3142	3344
Vrms Estimada (não-linear)	1013	1428	1640	1914	2101	2319	2646	2712	3103	3439

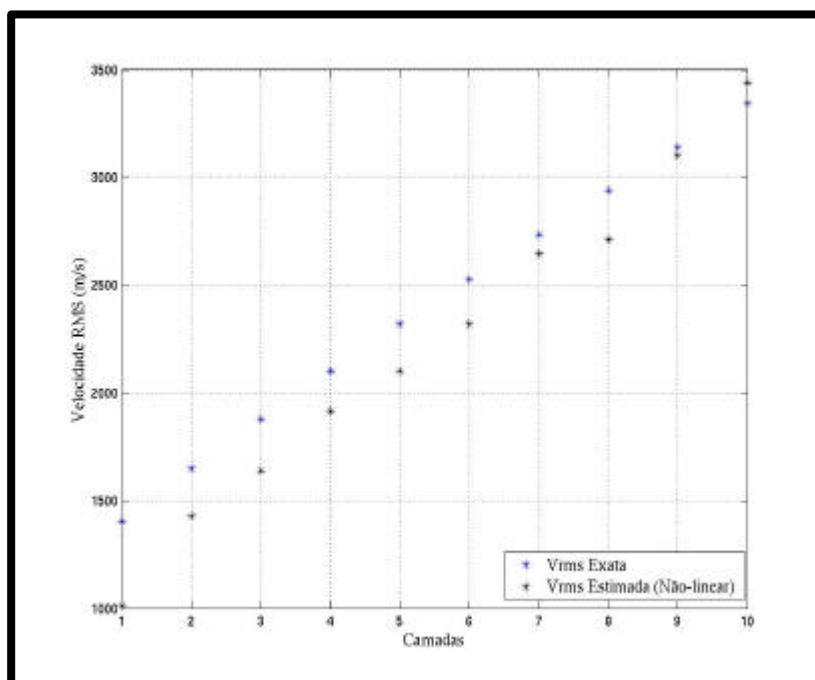


Figura 6.32. Modelo-11 com 5% de ruído aditivo. Velocidades RMS (velocidade média-quadrática, v_{rms}): (cor azul) exata; (cor preta) estimada pela inversão não-linear a partir da marcação do tempo de trânsito. Observa-se que as velocidades RMS estimadas estão correlacionadas e sistematicamente menores do que a exata, o que implica num mesmo comportamento para as espessuras estimadas. Este resultado é importante no diagnóstico do processo de inversão, e mostra que a inversão não-linear se comporta bem.

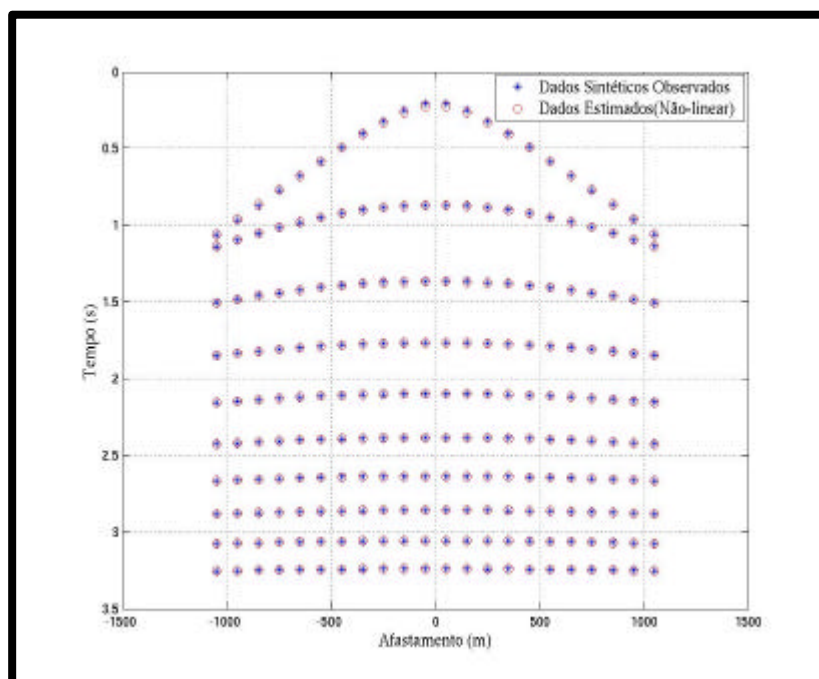


Figura 6.33. Modelo-11 com 5% de ruído aditivo. Inversão não-linear. Marcações tempo-distância: (cor azul) dados sintéticos observados; (cor vermelha) dados ajustados. Observa-se nesta escala que o ajuste foi bom.

6.2.2.2 Testes com 10% de Ruído Aditivo

Os resultados das estimativas da v_{rms} com 10% de ruído aditivo no tempo de trânsito estão apresentados na Tabela 6.19 e na Figura 6.34. Com base nesta tabela e figura, observa-se que as velocidades RMS estimadas estão correlacionadas e sistematicamente bem próximas da exata, o que implica num mesmo comportamento para as espessuras estimadas.

Para fazer a inversão pelo método Price foram usadas as marcações da seção sintética PMC-100 (modelo-11) com 10% de ruído aditivo, e o resultado obtido está apresentado na Figura 6.35, onde se observa nesta escala que o ajuste foi bom.

Tabela 6.19. Resultado obtido da estimativa da v_{rms} em m/s (velocidade média-quadrática) para o modelo-11 a partir do tempo de trânsito com 10% de ruído aditivo pelos métodos de inversão linear ($t^2 \approx x^2$) e não-linear (Price). Estes dados estão analisados na Figura 6.34.

Camadas	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Vrms Exata, m/s	1405	1649	1876	2103	2319	2529	2736	2940	3142	3344
Vrms Estimada (não-linear)	1001	1392	1680	1865	2138	2319	2555	2730	3103	3439

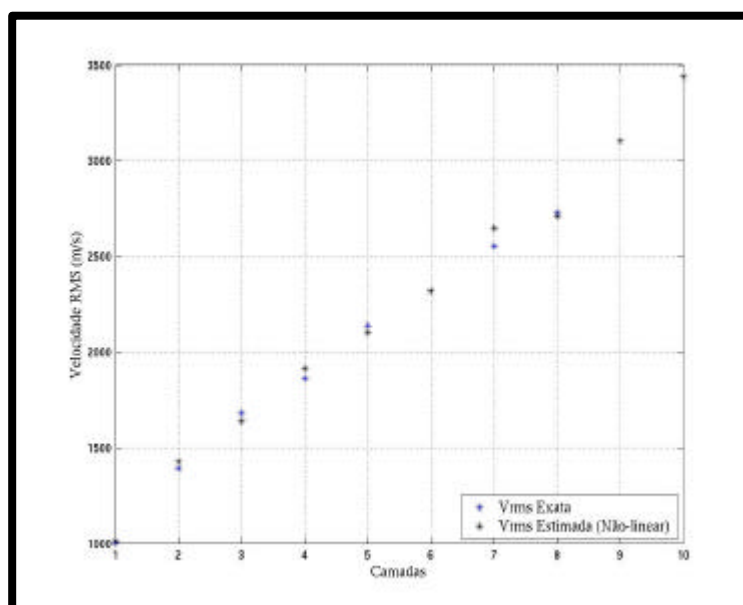


Figura 6.34. Modelo-11 com 10% de ruído aditivo. Velocidades RMS (velocidade média-quadrática, v_{rms}): (cor azul) exata; (cor preta) estimada pela inversão não-linear a partir da marcação do tempo de trânsito. Observa-se que as velocidades RMS estimadas estão relacionadas e sistematicamente bem próximas da exata, o que implica num mesmo comportamento para as espessuras estimadas. E mostra que a inversão não-linear se comporta bem.

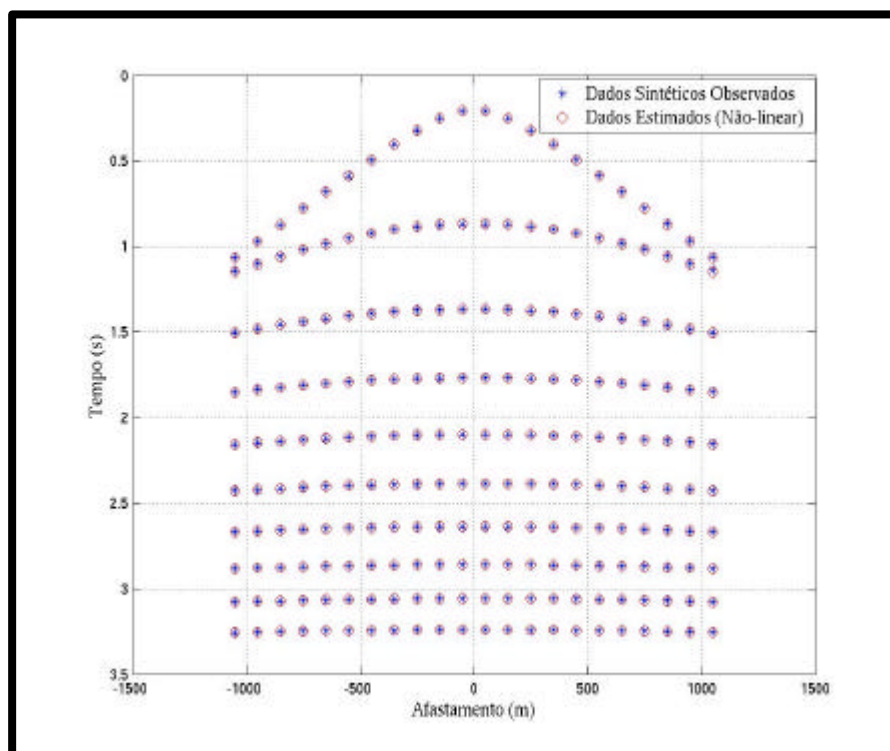


Figura 6.35. Modelo-11 com 10% de ruído aditivo. Inversão não-linear. Marcações tempo-distância: (cor azul) dados sintéticos observados; (cor vermelha) dados ajustados. Observa-se nesta escala que o ajuste foi bom.

6.2.3 Modelo-180

Com relação ao modelo-180, os experimentos para verificar o comportamento dos métodos de inversão linear e não-linear na presença de ruído aditivo aos dados permitiram obter soluções plausíveis apenas com o método não-linear Price, e na porcentagem de 5%. Os testes demonstraram que a inversão linear para estimar as velocidades RMS não é estável: um pouco de ruído aditivo aos dados sintéticos causa uma mudança grande na solução. Sendo assim, concluímos quanto à superioridade do método Price sobre o linear na condição de aumento do número de eventos sísmicos de reflexão. Além disso, os experimentos com um ruído acima de 5% foram prejudiciais também ao método Price.

6.2.3.1 Testes com 5% de Ruído Aditivo

Com relação ao modelo-180, os pontos marcados na seção PMC-100 (Figura 6.15) foram usados para a inversão não-linear, e os resultados das estimativas da v_{rms} com 5% de ruído aditivo no tempo de trânsito estão mostrados na Tabela 6.20 e na Figura 6.36. Observa-se na Figura 6.37 que o ajuste pelo método Price foi bom.

Tabela 6.20. Resultado obtido da estimativa da v_{rms} em m/s (velocidade média-quadrática) para o modelo-180 a partir do tempo de trânsito com 5% de ruído aditivo pelos métodos de inversão linear ($t^2 \propto x^2$) e não-linear (Price). Estes dados estão analisados na Figura 6.36.

Refletores	1	2	3	4
Vrms Estimada (não-linear)	1577	2768	3902	5261

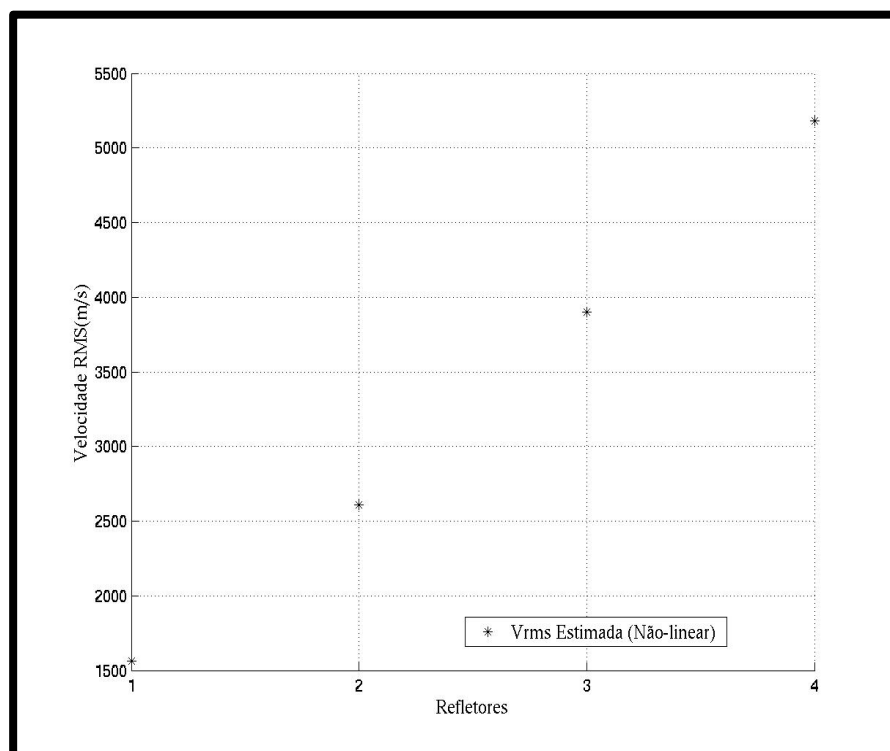


Figura 6.36. Modelo-180 com 5% de ruído aditivo. Velocidades RMS (velocidade média-quadrática, v_{rms}): (cor preta) estimada pela inversão não-linear a partir da marcação do tempo de trânsito. Observa-se que as velocidades RMS estimadas tem um comportamento linear e sistematicamente aproximadas à exata da Figura 6.13, o que implica num mesmo comportamento para as espessuras estimadas. Este resultado é importante no diagnóstico do processo de inversão, e mostra que a inversão não-linear se comporta estavelmente.

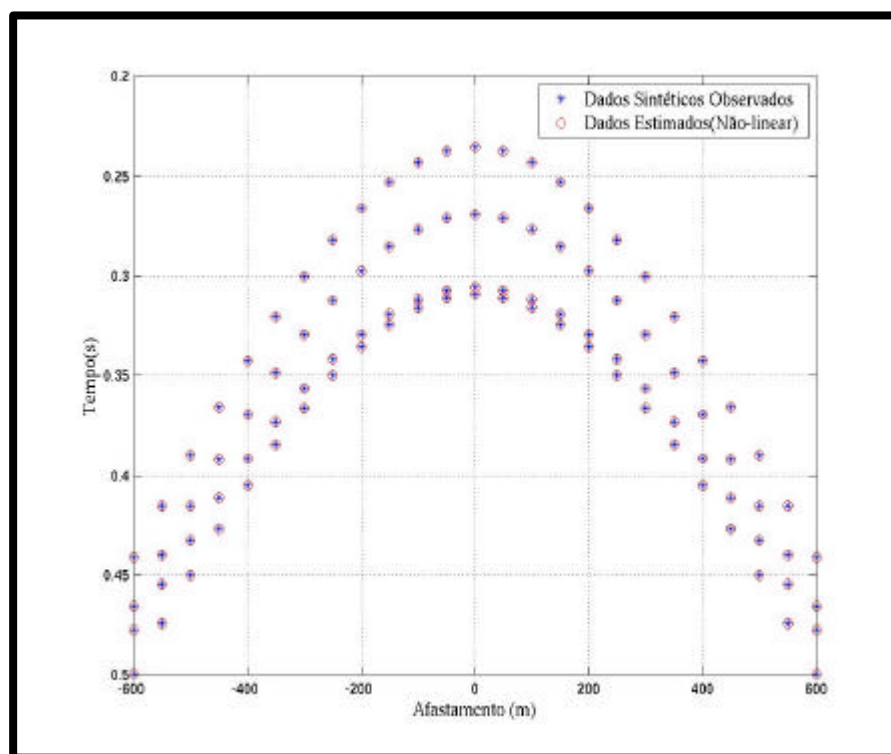


Figura 6.37. Modelo-180 com 5% de ruído aditivo. Inversão não-linear. Marcações tempo-distância: (cor azul) dados sintéticos observados; (cor vermelha) dados ajustados. Observa-se nesta escala que o ajuste foi bom, havendo um destaque para o primeiro evento.

Observa-se pelas Figuras 6.36 e 6.37 que as velocidades RMS estimadas têm um comportamento linear e sistematicamente aproximadas à exata da Figura 6.13, o que implica num mesmo comportamento para as espessuras estimadas. Este resultado é importante no diagnóstico do processo de inversão, e mostra que a inversão não-linear se comporta estavelmente.

6.2 DADO REAL

Os dados reais da Bacia Marinha usados neste trabalho foram levantados e cedidos pela Petrobras em 1985. A linha sísmica selecionada para inversão foi a de PMC de número 1000. A linha é composta de 1098 pontos de tiro, com arranjo unilateral-direito. O intervalo de amostragem é de 4ms. O espaçamento entre os geofones é de 13,34m, com o primeiro geofone localizado a 300m da fonte. O espaçamento entre fontes é de 26,68m.

As seções tiro-comum apresentam pouco ruído de levantamento. O pré-processamento foi realizado usando o sistema CWP/SU, e iniciou com a organização da geometria com números inteiros. A segunda etapa constou do silenciamento de traços danificados e ruidosos. A terceira etapa constou de testes com filtros banda-passante trapezoidais, sendo o escolhido com cantos 5, 15, 75 e 85 Hz.

A seção PMC-1000 é apresentada na Figura 6.38. A marcação de pontos nesta seção tempo-distância é de fundamental importância para o processo de inversão, e eles constituem os dados de entrada juntamente com as informações *a priori*. Os eventos marcados são considerados como reflexões primárias, e por si só constituem uma interpretação da seção. Na prática de marcação procura-se seguir a trajetória de um evento na seção sísmica com característica hiperbólica. Como exemplo, usualmente em trabalhos práticos da exploração de petróleo são delineados ao redor de 4 refletores-guia, mas em trabalhos de inversão um número maior de refletores deve ser marcado para melhor representar a geologia. Como uma bacia sedimentar é formada de milhares de camadas, o conceito de camada efetiva é muito prático e importante na contextualização da modelagem matemática e da inversão.

Como exemplo, foram marcados 30 pontos para cada trajetória de reflexão na seção PMC-1000. Deve ser entendido que há um ruído presente nos dados devido ao processo de marcação, que no presente caso foi manual usando o programa Suxpicker do SU. Os pontos marcados na seção na Figura 6.38 foram utilizados para a inversão linear dos dados reais, e os resultados das estimativas da velocidade v_{rms} estão mostrados na Tabela 6.21 e na Figura 6.39. O método linear consta da reparametrização da seção PMC-1000 t^2 vs x^2 para t_0^2 e $1/v_{rms}^2$, e do ajuste no sentido dos quadrados-mínimos de uma linha reta aos dados na nova parametrização.

As informações necessárias para aplicar o método Price foram: (1) quantidade de pontos nas trajetórias “hiperbólicas” de reflexão ($ng=30$); (2) quantidade de parâmetros a serem estimados ($par=2$, t_0^2 e $1/v_{rms}^2$) para cada camada do modelo; (3) quantidade de pontos de busca ($ptsb=500$); (4) tolerância ($tol=0,001$); e (5) o arquivo de vínculos dos parâmetros (50m a 750m para as espessuras; e 1000m/s a 8000m/s para as velocidades).

A utilização destes vínculos serve para definir a região de busca do mínimo global durante o processo de ajuste de curvas. Deste modo, informações *a priori*, geológicas e geofísicas são importantes no processo para estabelecer os vínculos neste algoritmo.

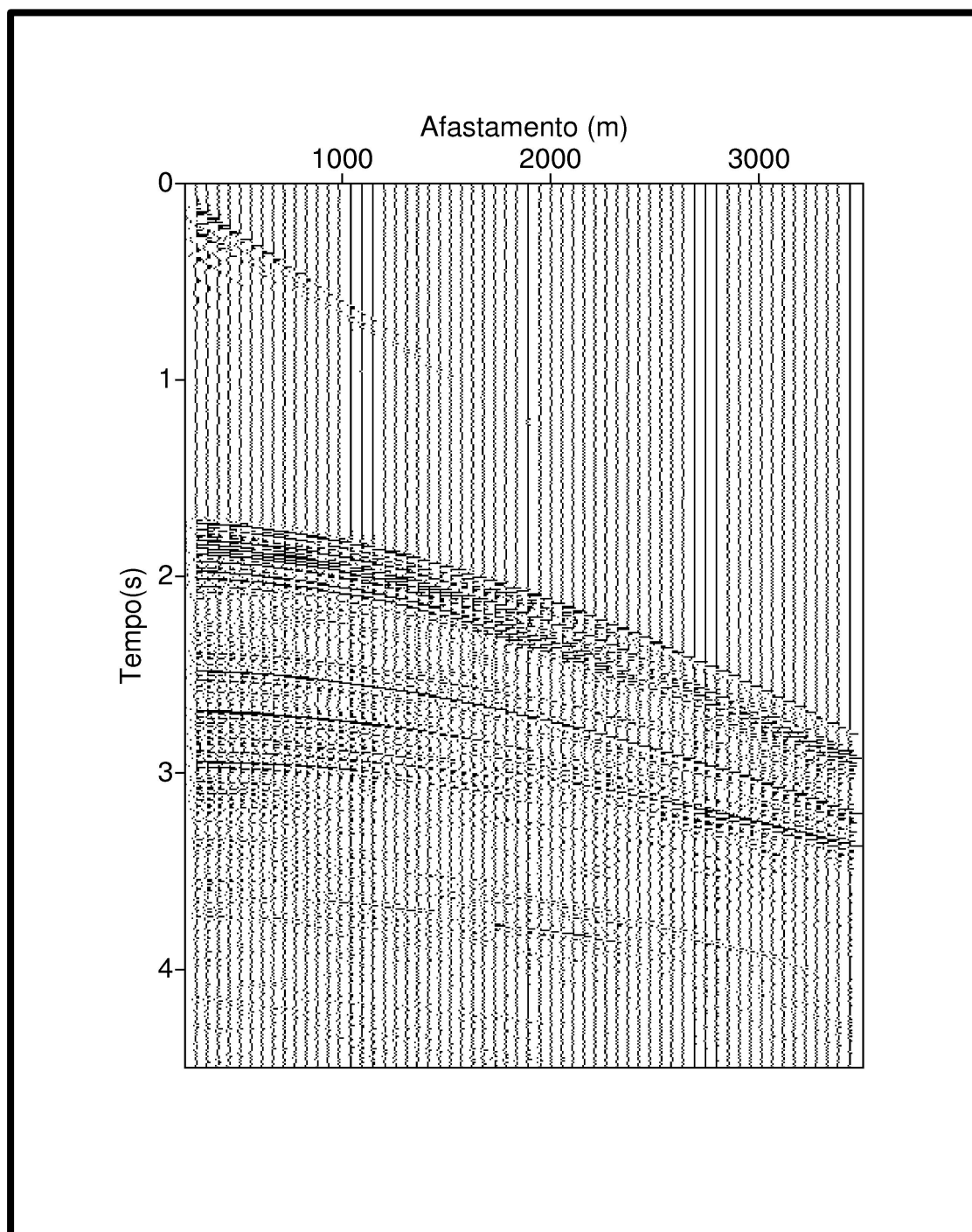


Figura 6.38. Seção PMC-1000 (tempo-distância) da linha Camamu-247-RL-5519, após aplicação do filtro trapezoidal (banda-passante: 5, 15, 75, 85 Hz), usada para fazer a marcação de pontos para as inversões $t^2 \text{ ? } x^2$ e Price.

Os pontos marcados na seção da Figura 6.38 também foram usados para a inversão não-linear dos dados reais, e os resultados das estimativas da velocidade v_{rms} estão mostrados também na Tabela 6.21 e na Figura 6.39.

Tabela 6. 21. Resultado da estimativa da v_{rms} em m/s (velocidade média-quadrática) a partir do tempo de trânsito de dados reais pelos métodos de inversão linear ($t^2 \propto x^2$) e não-linear (Price). Estes resultados estão plotados na Figura 6.39.

Camadas	1	2	3	4
Vrms Estimada (linear)	1572	1582	1698	1786
Vrms Estimada (não-linear)	1000	1582	1698	1786

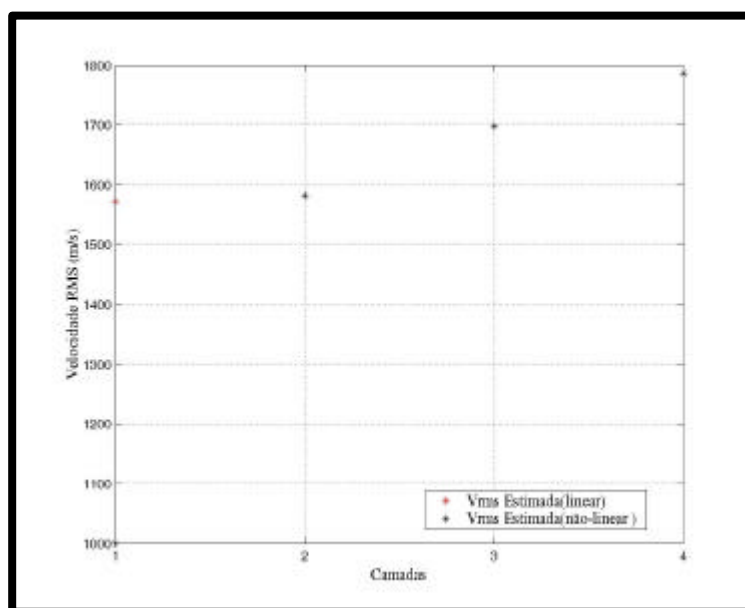


Figura 6.39. Dado real Marinho. Velocidades RMS (velocidade média-quadrática, v_{rms} : (cor vermelha) estimada pela inversão linear; (cor preta) estimada pela inversão não-linear. Observa-se nesta escala que as estimativas são coincidentes, e apresentaram diferença apenas para o primeiro evento. É esperado o mesmo comportamento para as espessuras estimadas.

Os valores da medida de desajuste estão apresentados na Tabela 6.22 e plotados na Figura 6.40. O resultado mostra claramente a independência da solução da inversão em cascata dos eventos de reflexão, uma vez que esta inversão não resolve todos os eventos simultaneamente.

Além disso, a solução não mostra claramente que a resolução diminui com a profundidade, já que há o conceito geral de uma tendência de aumento do desajuste com a profundidade.

Tabela 6.22. Resultado do desajuste do dado real do método de inversão linear e plotado na Figura 6.40.

Camadas	1	2	3	4
Desajuste	0.0073	0.0054	0.0074	0.0064

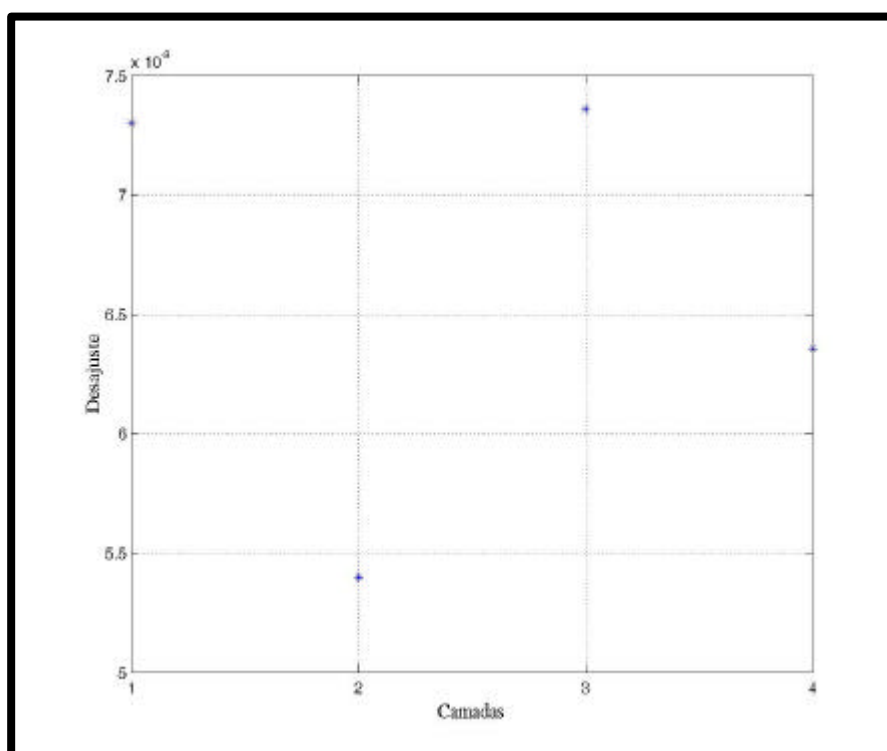


Figura 6.40. Dado real Marinho. Valores dos desajustes no método da inversão linear. Observa-se uma dispersão nos valores, e sem uma tendência clara de aumento com a profundidade. A inversão minimiza um evento de reflexão por vez, e de cima para baixo em cascata. Selecionando um maior número de refletores poderia ser observada uma tendência mais clara no comportamento dos valores de desajuste.

7 CONCLUSÕES GERAIS

O objetivo central do presente trabalho foi voltado à estimativa de velocidades RMS com base em modelos de bacias sedimentares com aplicação à exploração de petróleo. O modelo sísmico básico admite uma subsuperfície formada por camadas plano-horizontais, homogêneas, isotrópicas, com interfaces plano-horizontais representando refletores. Este modelo é fundamental na análise espectral de velocidade, e conseqüentemente ao empilhamento NMO. Além disso, ele é aplicável como modelo inicial para outras formas de análise de velocidade mais complexas.

O alvo geológico foi baseado em informações da Bacia Sedimentar do Solimões (dados sintéticos) e da Bacia Marinha (dados reais). Há uma diferença básica entre o modelo sísmico, que é limitado à discretização tempo-distância e ao princípio de velocidades intervalares (modelo de isovelocidades), enquanto que o modelo geológico real é formado por camadas finas e em número muito maior do que o modelo sísmico pode admitir (modelo de micro-isonelocidades). Fica a resolver a relação entre os eventos sísmicos (reflexões) e as interfaces geológicas.

O presente problema de inversão é classificado como do tipo não-linear, e atacado por métodos de ajuste de curvas. Uma das técnicas de solução do problema de inversão foi baseada na reparametrização do modelo direto para se obter uma forma de inversão linear denominada $t^2 \text{ ? } x^2$. A outra técnica foi de otimização global por busca aleatória controlada conhecida como método Price. A análise das seções sísmicas propõe que os dados observados são carregados de pontos isolados, o que induz ao uso de métodos na classe dos robustos lineares e não-lineares, tendo-se como referência a norma 2 (quadrados-mínimos) para o ajuste de curvas. O modelo direto considerou apenas a parte cinemática, e foi estruturado para os arranjos ponto-médio-comum (PMC), ou fonte-comum (FC), uma vez que eles são equivalentes com relação ao modelo direto.

Os dados reais da Bacia Marinha são caracterizados pelo baixo nível de ruído. As seções sísmicas ponto-médio-comum (PMC) foram submetidas à aplicação de um filtro trapezoidal banda-passante com os cantos 5, 15, 75 e 85 Hz para identificar, comparar e interpretar a informação da refletividade nela contida. As ondas de superfície da água foram retiradas por corte direto; isto é, sem filtragem.

A primeira conclusão geral obtida no presente trabalho com relação aos métodos de inversão foi que os métodos Price e reparametrização linear dão resultados equivalentes na ausência de ruído. Em segundo lugar, que o método Price supera o de reparametrização linear na presença de ruído aditivo e aumento do número de eventos sísmicos de reflexão.

Os resultados para os dados sintéticos das estimativas da v_{RMS} pelos métodos de inversão linear ($t^2 ? x^2$) e não-linear (Price) foram estáveis apenas quando o ruído presente foi resultante do processo de marcação (isto é, ausência de ruído aditivo). Isto é expresso pelas Tabelas 6.2 e 6.5 e pelas Figuras 6.3 e 6.9. Além disso, o valor do desajuste no método linear apresentou uma dispersão nos valores coerente com o método, em se tratando da dispersão dos valores observados como apresentado nas Tabelas 6.3 e 6.6, e nas Figuras 6.4 e 6.10 para o modelo-7 e para o modelo-11.

No processo para os dados reais da Bacia Marinha (obviamente, o ruído presente corresponde à dificuldade das marcações dos quatro eventos selecionados), os resultados das estimativas da v_{RMS} a partir dos dois métodos de inversão foram estáveis conforme a Tabela 6.18 e a Figura 6.31. Também, o resultado do desajuste a partir do método linear foi coerente em se tratando da dispersão dos valores observados conforme a Tabela 6.19 e Figura 6.32.

A partir das Figuras (6.5 e 6.6) para o modelo-7, e das Figuras (6.11 e 6.12) para o modelo-11, concluiu-se que as comparações no tempo, entre os dados sintéticos observados e os dados ajustados pela inversão $t^2 ? x^2$ e Price, não apresentaram desvantagens uma em relação à outra na ausência de ruído aditivo aos dados, com um bom ajuste (medida de desajuste pequena, menor do que 0,01). Para fazer esta comparação foram utilizados dados das marcações da seção sintética PMC-99 (Figura 6.2, modelo-7), e da seção sintética PMC-100 (Figura 6.8, modelo-11).

Na presença de ruído aditivo, concluiu-se que a inversão não-linear baseada na busca aleatória controlada (Price) apresenta a vantagem de ser mais estável do que a inversão linear quando o número de eventos de reflexão aumenta, embora este processo seja mais lento. Como por exemplo, o tempo de CPU por número de pontos de busca na inversão Price para o modelo de 7 camadas é aproximadamente dado por: 195s/1000; 70s/500; 40s/300. Além disso, pode ser acrescentada uma inversão com derivadas no último passo da inversão Price para se estabelecer propriedades estatísticas da inversão.

Os experimentos com o modelo-11 com ruído aditivo foi limitado à inversão Price, porque a inversão com reparametrização não deu bons resultados. Enquanto o modelo-180,

apresentado pelas Figuras 6.36 e 6.37, demonstram que as velocidades RMS estimadas têm um comportamento linear e sistematicamente aproximados à exata da Figura 6.13, o que implica num mesmo comportamento para as espessuras estimadas.

Este resultado é importante no diagnóstico do processo de inversão, e mostra que a inversão não-linear se comporta estavelmente. Além disso, um modelo em profundidade com centenas de camadas permitirá a análise de intervalos diferentes em profundidade, e realçará as dificuldades que se podem apresentar na interpretação de intervalos em tempo.

Como última observação, foi estabelecida no presente trabalho uma estrutura inicial para atacar o problema inversão de dados sísmicos baseado em refletores plano-horizontais e ondas primárias, salientando o uso potencial da inversão não-linear baseada na busca aleatória controlada (Price) para desenvolver métodos voltados à inversão Dürbaum-Dix generalizada no tempo.

REFERÊNCIAS

AKI, K.; RICHARDS, P. *Quantitative seismology*. New York: W. H. Freeman and Company, 1980. v.1.

BACIA de Camamu. Disponível em: <HTTP: //www.anp.gov.br/brasil-rounds/round2/Pdocs/Pbacias/Pbacia6/PB6secgeo.htm>. Acesso em: 10 mar 2007.

BICKEL, S. H. Velocity-depth ambiguity of reflection traveltimes. *Geophysics*, v. 55, n. 3, p. 266-276. 1990.

BISHOP, T. N.; BUBE, K. P.; CUTLER, R. T.; LANGAN, R. T.; LOVE, P. L.; RESNICK, J. R.; SHUEY, R. T.; SPINDLER, D. A.; WYLD, H. W. Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media. *Geophysics*, v. 50, n. 6, p. 903-923. 1985.

BOIS, P.; LA PORTE, M.; LAVERNE, M.; THOMAS, G. Essai de determination automatic des vitesses sismiques par mesures entre puits. *Geophysical Prospecting*, v. 19, p. 42-83. 1971.

BRACHETTI, P.; CICCOLI, M. De F.; PILLO, G. Di; LUCIDI, S. A new version of Price's algorithm for global optimization. *Journal of Global Optimization*. p.165-184. 1997.

BURNETT, C. R.; HIRSCHBERG, J. G.; MARK, J. E. Diffraction and interference. In: CONDON, F. U; ODISHAW, H. (Ed.). *Handbook of physics*. New York: McGraw-Hill, 1958. Part 6, chapter 5, p. 6.81-4.

CERVENY, V. *The application of ray tracing to the numerical modeling of seismic wavefields in complex structures: seismic shear waves*. [S.l.]: Geophysical Press, Seismic Exploration edition, 1985. Parte A - Theory.

CERVENY, V.; MOLOTKOV, I. A.; PSENCIK, I. *Ray method in seismology*. Praga: Universidade de Karlova. 1977.

CERVENY, V.; SOARES, J. Fresnel volume Ray tracing. *Geophysics*, v. 57, p. 902-915. 1992.

CLARK, J. Quarta Rodada de Licitações. Bacia do Solimões. ANP, 2000.

CRASE, E.; PICA, A.; NOBLE, M.; MCDONALD, J.; TARANTOLA, A. Robust elastic nonlinear waveform inversion: application to real data. *Geophysics*, v. 55, n. 5, p. 527-538, 1990.

DAVID, F.; THOMAS, B.; WAYME, D. P. *Seismic data processing with seismic Unix*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2005.

DELPRAT-JANNAUD, F.; LAILLY, P. What information on the earth model do reflection travel times provide? *Journal of Geophysical Research*, v. 97, n. B13, p. 19827-19844.1992.

DELPRAT-JANNAUD, F.; LAILLY, P. Ill-posed and well-posed formulations of the reflection travel time tomography problem. *JGR*, v. 98, n. B4, p. 6589-6605. 1993.

DIX, C. H. Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, v. 20, p. 68-86, 1955.

DURBAUM, H. Zur bestimmung von wellenlänge-schwindigkeiten reflexionxseismischen messungen. *Geophysical Prospecting*, v. 2, p. 151-167, 1954.

EIRAS, J. F. Tectônica, sedimentação e sistemas petrolíferos da bacia do Solimões, estado do Amazonas. In: Searching for oil and gas in the land of Giants. *The Search Magazine*, Edição Especial sobre o Brasil. Schlumberger. Argentina S. A., 1998.

GRANT, F. S.; WEST, G. F. Interpretation theory in applied geophysics. Toronto: McGraw-Hill: University of Toronto, 1965.

HUBRAL, P.; KREY, T. *Interval velocities from seismic reflection time measurements*. Houston: Western. Geophysical Company, 1980.

HUBRAL, P.; SCHELEICHER, J.; TYGEL, M.; HANITZSCH, C. Determination of fresnel zones from travelttime measurements. *Geophysics*, v. 58, n. 5, p. 703-712.1993.

HUBRAL, P. H. W. Interval velocities from surface measurments in the three-dimensional plane layer case. *Geophysics*, v. 41, n. 2, p. 233-242. 1976.

JUSTICE, J. H. Travelttime inversion for the flat-layer model. *Geophysics*, v.51, n.10, p.1904-1911. 1986.

- KEAREY, P.; BROOKS, M. *An introduction to geophysical exploration*. [S.l.: s. n.], 1984.
- KNAPP, R. W. Fresnel zones in the light of broad-band data. *Geophysics*, n. 56, p. 354-359. 1991.
- KOREN, Z.; RAVVE, I. Constrained dix inversion. *Geophysics*, v. 71, n. 6, p. R113, 2006.
- KRAVTSOV, Y. A.; ORLOV, Y. I. *Geometrical optics of inhomogeneous media*. Moscow: Nauka, 1980.
- LIMA, W.S.; MANSO, C. L. C.; ANDRADE, E. JESUS; GRILLO, J.L. Bacias sedimentares brasileiras: bacia de Camamu. *Phoenix*, ano 5, n. 54, 2003. Disponível em: <www.phoenix.org.br/Phoenix54_Jun03.htm>. Acesso em: 10 mar. 2007.
- LINDSEY, J. P. The fresnel zone and its interpretative significance. *The Leading Edge*, v. 8, n. 10, p. 33-39. 1989.
- LINES, L. Ambiguity in analysis of velocity and depth. *Geophysics*, v. 58, n. 4, p. 596-597, 1993.
- MACDONALD, C. *Inverting seismic data using reflection travel times and amplitudes*. Los Angeles: University of California, 1986.
- MAGOON, L. B.; DOW, W. G. *The petroleum system from source to trap*. Tulsa: [s.n.], 1994. p. 3-24 (AAPG Memoir, 60).
- MANN, J. *Extensions and applications of the common reflection surface stack method*. 2002. Tese (Doutorado) - Universidade de Karlsruhe, Karlsruhe, 2002.
- MENKE, W. *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*. [S.l.]: Academic Press, 2002.
- NEWMAN, P. Divergence effects in a layered earth. *Geophysics*, v. 38, n. 3, p. 481-488. 1973.
- OLHOVICH, V. A. The causes of noise in seismic reflection and refraction work. *Geophysics*, v. 29, p. 1015-1030.1964.

PETERSON, D.; MIDDLETON, D. Sampling and reconstruction of wave-number limited function in N-dimensional Euclidean Spaces. *Information and Control*, v. 5, p. 279-323. 1962.

PRICE, W. L. A controlled random search procedure for global optimization. *The Computer Journal*, v. 20, n. 4, p.367-370. 1977.

PRICE, W. L. Global optimization by controlled random search. *Journal of Optimization Theory and Applications*, v. 40, n. 3, p. 333-348. 1983.

RATHOR, B. S. Velocity-depth ambiguity in the dipping reflector case. *Geophysics*, v. 62, n. 5, p. 1583-1585. 1997.

ROBINSON, E. A. Multichannel Time Series Analysis with Digital Computer Programs. University of Tulsa, Oklahoma, USA.

ROKSANDIC, M. M. Seismic facies analysis concepts. *Geophysical Prospecting*, v. 26, n. 383-398. 1978.

ROY, A. Ambiguity in geophysical interpretation. *Geophysics*, v. 27, n. 1, p. 90-99. 1962.

SHARPE, J. A. *The production of elastic waves by explosion pressures*. I. Theory and empirical field observations. [S.l.: s.n.], 1985.

SHERIFF, R. E. Factors affecting Seismic Amplitudes. *Geophysical Prospecting*, v. 23, p. 125-138. 1975.

SHERIFF, R. E.; GELDART, L. P. *Exploration Seismology*. Cambridge: University Press, 1982. v.1 e 2.

SHERIF, R. E.; GELDART, L. *Exploration Seismology: history, theory and data acquisition* Cambridge: University Press, 1985. v. 6.

SLOTNICK, M. M. *Lessons in seismic computing*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists. , 1959.

SNIEDER, R. The role of nonlinearity in inverse problems. *Inverse Problems*. v. 14, p. 387-404. 1998.

TARANTOLA, A. *Inverse problem theory*. Holland: Elsevier, 1994.

THOMAZ, A.; PORTO, R.; CUNHA, F. M. B.; CORDANI, U. G.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A. *Estudo integrado do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras*. Rio de Janeiro: Petrobras/Cenpes, 1984 (Relatório N° 650- 4183).

VERMEER, G. *Seismic wavefield sampling: a wave number approach to acquisition fundamentals*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 1999 (Geophysical References, v. 4).

ZIOLKOWSKI, A.; FOKKEMA, J. T. Tutorial. the progressive attenuation of high-frequency energy in seismic reflection data. *Geophysical Processing*, v. 34, p. 981-1001. 1986.