



UNICAMP

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE A REDAÇÃO FINAL DA
TESE DEFENDIDA POR: *Marcos Hexsel*
Grochau E APROVADA PELA
COMISSÃO JULGADORA EM 11 / 12 / 1998

Simões

ORIENTADOR

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

**MODELAGEM DE ONDAS SÍSMICAS UTILIZANDO O
MÉTODO DO RAIOS EM RESERVATÓRIO
ANISOTRÓPICO E HETEROGÊNIO**

Autor: **MARCOS HEXSEL GROCHAU**
Orientador: **IVAN DE ARAÚJO SIMÕES FILHO**
Coorientador: **IVAN PŠENČÍK**

Dezembro/1998

34/98

G891m

37687/BC

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL

UNIDADE	BC
CHAMADA:	
Ex	
NUMERO BC	37687
ROC.	229/99
C	<input type="checkbox"/>
D	<input checked="" type="checkbox"/>
RECO	R.B. 11,00
DATA	07/05/99
CPD	

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA CENTRAL DA UNICAMP

CM-00123014-B

G891m Grochau, Marcos Hexsel
Modelagem de ondas sísmicas utilizando o método do raio em reservatório anisotrópico e heterogêneo / Marcos Hexsel Grochau. -- Campinas, SP : [s.n.], 1998.

Orientadores : Ivan de Araújo Simões Filho, Ivan Psencík.
Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Campinas , Faculdade de Engenharia Mecânica.

1. Anisotropia. 2. Ondas sísmicas. I. Simões Filho, Ivan de Araujo. II. Psencík, Ivan. III. Universidade Estadual de Campinas. Faculdade de Engenharia Mecânica. IV. Título.



UNICAMP

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

**MODELAGEM DE ONDAS SÍSMICAS UTILIZANDO
O MÉTODO DO RAIOS EM RESERVATÓRIO
ANISOTRÓPICO E HETEROGÊNEO**

**Autor: MARCOS HEXSEL GROCHAU
Orientador: IVAN DE ARAÚJO SIMÕES FILHO
Coorientador: IVAN PŠENČÍK**

Curso: Ciências e Engenharia de Petróleo

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

Campinas, 1998
S.P. - Brasil



UNICAMP

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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**MODELAGEM DE ONDAS SÍSMICAS UTILIZANDO
O MÉTODO DO RAIO EM RESERVATÓRIO
ANISOTRÓPICO E HETEROGÊNIO**

Autor: **MARCOS HEXSEL GROCHAU**
Orientador: **IVAN DE ARAÚJO SIMÕES FILHO**
Coorientador: **IVAN PŠENČÍK**

Banca Examinadora:

Prof. Dr. IVAN DE ARAÚJO SIMÕES FILHO, Presidente
Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP

Prof. Dr. EDUARDO LOPES DE FARIA
Petróleo Brasileiro S.A. - PETROBRAS

Prof. Dr. JESSÉ CARVALHO COSTA
Universidade Federal do Pará - UFPA

Campinas, 11 de dezembro de 1998

Dedicatória

Aos meus pais, Harry e Ruth, com os quais compreendi que o conhecimento é um valor, por fornecerem a base.

A minha família, Marlise, Hugo e Artur, com quem conheci o valor da compreensão, por proporcionarem o equilíbrio.

Agradecimentos

À PETROBRAS por patrocinar esta ótima oportunidade de treinamento (raríssima no mundo em relação à indústria do petróleo!).

À UNICAMP e à Academia Tcheca de Ciências, pela qualidade do treinamento, diretamente relacionada à qualificação dos seus corpos docente e técnico.

Ao Ivan Simões, pelo apoio e orientação didática que muito contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho;

Ao Ivan Pšenčík, pela sua prestatividade e paciência. Também pela oportunidade de conhecer uma brilhante pessoa.

Aos colegas da turma de 97 cuja amizade facilitou transpor os momentos difíceis. Ao Moacir, Protazinho e ao Mundim, pela valiosa ajuda computacional; ao Martinho pelo apoio gráfico; ao Jessé e ao Tygel, pelas sugestões.

Aos colegas da PETROBRAS: Djalma, Manu, Júlio, Rosseto, Fetter, Carlos Eduardo, Adelson, Marco Polo e Diabão, que contribuíram com dados, sugestões e discussões.

Aos colegas de Praga: Leonardo Martins, pelas discussões; Marcela, pelo apoio em informática; Petr Bulant pelos programas de visualização 3D; Axel Plesinger e Vavryčuk pelo apoio geral.

À Maria Pedrotti, pela calma e paciente ajuda, proporcionando o tempo e ambiente propícios para este estudo.

RESUMO

GROCHAU, Marcos Hexsel. *Modelagem de Ondas Sísmicas Utilizando o Método do Raio em Reservatório Anisotrópico e Heterogêneo*. Campinas: Faculdade de Engenharia Mecânica, Universidade Estadual de Campinas, 1998. 117 p. Dissertação (Mestrado).

No presente trabalho, construiu-se um modelo complexo com 6 camadas, similar a um campo da Bacia de Campos. Algumas dessas camadas são heterogêneas e/ou anisotrópicas. A camada superior representa o mar (meio acústico). Imediatamente abaixo há uma camada isotrópica, com gradiente vertical de velocidades, representando a seqüência sedimentar acima do reservatório. Sotoposto está um folhelho, simulado por um meio transversalmente isotrópico, com eixo de simetria vertical. O arenito reservatório, posicionado entre duas camadas de folhelho, é isotrópico. Sobre esse modelo é introduzida uma zona de fraturamento com variação lateral de intensidade. As porções das camadas de folhelho atingidas pelo sistema de fraturas verticais, são modeladas por meios com simetria ortorrômbica. Suas propriedades elásticas variam em função do grau de fraturamento. O arenito fraturado passa lateralmente de isotrópico para transversalmente isotrópico com eixo de simetria horizontal. Este modelo foi caracterizado através do comportamento das superfícies de velocidade de fase e dos coeficientes de reflexão em todas as camadas e serviu como base para uma análise dos dados obtidos com diferentes geometrias de aquisição sísmica em meios fraturados, através de modelagem com o método do raio. Para levantamentos 3D observou-se que a correção de NMO (*Normal Moveout*) se feita em uma única direção pode acarretar erros de até 4ms no posicionamento do refletor e de 38% na sua amplitude máxima. Para a geometria poço a poço, o azimute do levantamento implica variações de até 14ms para a onda qP. Para esta onda, a componente transversal da amplitude seria a mais sensível à presença de fraturas.

Palavras Chave:

Modelagem Sísmica, Anisotropia Sísmica.

ABSTRACT

GROCHAU, Marcos Hexsel. *Modelagem de Ondas Sísmicas Utilizando o Método do Raio em Reservatório Anisotrópico e Heterogêneo*. Campinas: Faculdade de Engenharia Mecânica, Universidade Estadual de Campinas, 1998. 117 p. Dissertação (Mestrado).

A complex six-layered model approximating a field of the Campos Basin was constructed in this work. Some of the layers are inhomogeneous and/or anisotropic. The uppermost layer represents the sea (acoustic medium). Immediately below it is an isotropic layer with a vertical gradient of velocities, representing a sedimentary sequence above the reservoir. Below is a shale simulated by a transversally isotropic medium with vertical axis of symmetry. The sandstone reservoir located between two layers of shale, is isotropic. A fractured zone with lateral variation of its intensity is introduced to the above described model. Portions of shales affected by vertical fractures are modeled as a medium of orthorhombic symmetry. Its elastic properties vary in accordance with the degree of fracturing. Portions of sandstone affected by vertical fractures vary laterally from isotropic to transversally isotropic with horizontal axis of symmetry. This model was characterized by the behaviour of phase velocities and reflection coefficients in all layers and served as a basis for an analysis of data obtained by ray modelling for various acquisition geometries in the fractured medium. For 3D surveys an observation was made that the NMO (normal moveout) correction made for a unique direction could be responsible for errors of up to 4ms in the reflector position and of upto 38% in its maximum amplitude. For cross-well geometry, the azimuth of the survey implies variations of up to 14ms for the qP wave. The transverse component of displacement of the qP wave is most sensitive to the presence of fractures.

Key words:

Seismic Modeling, Seismic Anisotropy

ÍNDICE

Resumo.....	vi
Abstract.....	vii
Índice.....	viii
Lista de Figuras.....	x
Lista de Tabelas.....	xiv
Nomenclatura.....	xv
Capítulo 1 - INTRODUÇÃO.....	1
Capítulo 2 - PROPAGAÇÃO DE ONDAS ELÁSTICAS EM MEIOS HETEROGÊNEOS ANISOTRÓPICOS.....	5
2.1 Estado do conhecimento.....	6
2.2 Diferenças na propagação de ondas elásticas em meios isotrópicos e anisotrópicos.....	8
2.3 Relação constitutiva tensão – deformação.....	9
2.4 Parâmetros elásticos e sistemas de simetria.....	10
2.5 Equação elastodinâmica.....	15
2.6 Solução assintótica de alta frequência da equação elastodinâmica.....	17
2.7 Reflexão e transmissão nas interfaces.....	22
Capítulo 3 - MODELO GEOLÓGICO.....	27
3.1 Relação da estrutura interna das rochas com os sistemas de simetria.....	27
3.2 Definição dos parâmetros elásticos.....	31
3.3 Análise da anisotropia das camadas.....	36
3.4 Superfícies de velocidade de fase.....	39

Capítulo 4 - MODELAGEM SÍSMICA PELO MÉTODO DO RAIO	53
4.1 Pacote de programas ANRAY – versão 4.01	53
Capítulo 5 - RESULTADOS DA MODELAGEM	60
5.1 Estudo dos coeficientes de reflexão e de transmissão nas interfaces do modelo	60
5.2 Geometria de aquisição tridimensional (3D) de superfície	68
5.3 Geometria de aquisição poço a poço	86
Capítulo 6 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....	108
6.1 Conclusões gerais sobre o modelo.....	108
6.2 Conclusões sobre a aquisição 3D de superfície.....	109
6.3 Conclusões sobre a aquisição poço a poço	111
6.4 Sugestões	111
Referências Bibliográficas	113

LISTA DE FIGURAS

3. 1: Modelo geológico de 6 camadas (7 interfaces) plano-horizontais, com variação das propriedades ao longo dos eixos x (devido à zona fraturada) e z.....	29
3. 2: Modelo geológico simplificado relacionando as camadas com as seções onde serão apresentadas suas propriedades.	30
3. 3: Variação das propriedades físicas do folhelho ao longo do eixo x.	33
3. 4: Variação das propriedades físicas do arenito ao longo do eixo x.....	34
3. 5: Variação (plano xz) do comportamento do parâmetro de anisotropia ε_x nas camadas de folhelho e arenito, atravessando a zona fraturada (x = 14 a 16km).....	38
3. 6: Corte da superfície de velocidade de fase (Vp) da camada 1 (mar).	40
3. 7: Cortes das superfícies de velocidades de fase (Vp e Vs) da camada 2 (pacote sedimentar) em pontos próximos às suas porções superior e inferior.	40
3. 8: Corte das superfícies de velocidade de fase das camadas 3 e 5 (folhelho) considerando meio isotrópico de referência	41
3. 9: Corte no plano xz das superfícies de velocidade de fase qP (magenta), qS1 (azul) e qS2 (vermelho) das camadas 3 e 5 (folhelho) com simetria TIV..	42
3. 10: Posições ao longo do eixo x onde foram analisadas as superfícies de velocidade de fase para as camadas 3, 4 e 5. Da posição x = 0km a x = 14km e de x = 16km a x = 30km as propriedades são constantes (TIV).	43
3. 11: Corte no plano xz das superfícies de velocidade de fase da camada 3 (folhelho), variando o grau de fraturamento: a) 0% em x = 14km (TIV); b) x = 14,5km; c) 7% (máximo) em x = 15km (ortorrômbico); d) x = 15,5km; e) 0% em x = 16km (TIV). ...	44
3. 12: Cortes no plano xz das superfícies de velocidade de fase (qP) nas posições x = 14km e x = 16km (vermelha); x = 14,5km e x = 15,5km (magenta); e x = 15km (azul).	45

3. 13: Cortes no plano xz das superfícies de velocidade de fase (qS1) nas posições $x = 14\text{km}$ e $x = 16\text{km}$ (vermelha); $x = 14,5\text{km}$ e $x = 15,5\text{km}$ (magenta); e $x = 15\text{km}$ (azul).....	45
3. 14: Cortes no plano xz das superfícies de velocidade de fase (qS2) nas posições $x = 14\text{km}$ e $x = 16\text{km}$ (vermelha); $x = 14,5\text{km}$ e $x = 15,5\text{km}$ (magenta); e $x = 15\text{km}$ (azul).....	46
3. 15: Corte no plano xz da superfícies de velocidade de fase para a camada 5 (arenito isotrópico).....	47
3. 16: Cortes no plano xz das superfícies de velocidades de fase para a camada 4 (arenito) para posições distintas ao longo do eixo x: a) $x = 14\text{km}$; b) $x = 14,5\text{km}$; c) $x = 15\text{km}$; d) $x = 15,5\text{km}$; e) $x = 16\text{km}$	48
3. 17: Corte no plano xz da superfície de velocidade de fase da camada 6 (embasamento)	49
3. 18: Cortes horizontais nas superfícies de velocidade de fase na camada 3, folhelho, nas seguintes posições: a) $x = 14\text{km}$; b) $x = 14,5\text{km}$; c) $x = 15\text{km}$	51
3. 19: Cortes horizontais nas superfícies de velocidade de fase na camada 4, arenito, nas seguintes posições: a) $x = 14\text{km}$; b) $x = 14,5\text{km}$; c) $x = 15\text{km}$	52
4. 1: Diagrama esquemático mostrando as zonas de sombra para modelos de velocidades crescentes (a) e decrescentes (b) com a profundidade (extraído de Sheriff, 1991).	56
4. 2: A seta indica, dentre diversos pulsos, aquele que foi utilizado.	59
5. 1: Vetores de velocidade de fase das ondas incidente, refletidas e transmitidas geradas nas interfaces entre dois meios: (a) isotrópicos ; (b) isotrópico sobre anisotrópico; e (c) anisotrópico sobre anisotrópico	61
5. 2: Rpp da interface 1 (mar_asiso).....	63
5. 3: Rpp da interface 2a (siso_tiv).....	63
5. 4: Rpp da interface 2b (siso_orto)	64
5. 5: Rpp da interface 3a (tiv_aiso).....	64
5. 6: Rpp da interface 3b (orto_tih)	65
5. 7: Rpp da interface 4a (iso_tiv)	65
5. 8: Rpp da interface 4b (tih_orto)	66
5. 9: Rpp da interface 5a (tiv_eiso).....	66
5. 10: Rpp da interface 5b (orto_eiso)	67
5. 11: Ondas P refletidas no modelo geológico e a interpretação com cores correspondentes no sismograma para a aquisição 3D de superfície.....	69

5. 12: Componente vertical para as reflexões com incidência normal da onda P no modelo para o azimute de 90°, com (a) e sem (b) a reflexão do fundo do mar.	71
5. 13: Variação da componente vertical da amplitude para incidência normal ao longo da zona de fratura para o azimute de 45 graus.....	72
5. 14: Reflexões com incidência normal da onda P para o azimute 0°, componente vertical (sem a reflexão do fundo do mar).....	75
5. 15: Posição esquemática do CMP em relação ao modelo geológico anisotrópico e heterogêneo.....	76
5. 16: CMP na zona fraturada composto por traços com afastamentos fonte-receptor de 0 a 2km, paralelos ao azimute 0°.	77
5. 17: Traços do CMP com azimute de 0°, corrigidos com a função velocidade apropriada para esta direção, e o traço empilhado correspondente.	78
5. 18: CMP na zona fraturada composto por traços com afastamentos fonte-receptor de 0 a 2km, adquiridos no azimute de 45°.....	79
5. 19: Traços do CMP com azimute de 45°, corrigidos com a função velocidade obtida para o azimute 0°, e o traço empilhado correspondente	80
5. 20: CMP na zona fraturada composto por traços com afastamentos fonte-receptor de 0 a 2km, adquiridos paralelamente ao azimute de 90°.	81
5. 21: Traços do CMP com azimute 90°, corrigidos com a função velocidade obtida para o azimute 0°, e o traço empilhado correspondente.	82
5. 22: Cada traço corresponde ao empilhamento de CMP na mesma posição da zona fraturada (x = 15km; y = 10km; z = 2,75km), com diferentes azimutes fonte-receptor. Para os azimutes 45° e 90° usou-se, além da sua velocidade correta, a obtida para o azimute 0°.	83
5. 23: Espectro de frequência para traços resultantes do empilhamento no azimute 45°.....	84
5. 24: Espectro de frequência para traços resultantes do empilhamento no azimute 90°.....	84
5. 25: Posição das fontes (em vermelho) e receptores (em azul) em relação ao modelo geológico para a modelagem direta considerando geometria de aquisição poço a poço..	88
5. 26: Trajetória dos raios referentes às ondas qP (à esquerda) e qS1 (à direita) refletidas nas interfaces 2 a 5 para a geometria poço a poço no modelo "anisotrópico".....	89
5. 27: Trajetória dos raios das ondas qP (linha superior) e qS1 (inferior) para meios anisotrópicos (coluna da esquerda) e isotrópicos de referência (coluna da direita).	90

5. 28: Sismograma a partir da componente vertical das ondas diretas e refletidas para a geometria poço a poço considerando camadas anisotrópicas e isotrópicas de referência.	91
5. 29: Sismograma sintético para a geometria de aquisição poço a poço com eventos relacionados a conversões PS e SP para o modelo "iso".	92
5. 30: Padrões de radiação para ondas P e S considerando sólido de Poisson, meio isotrópico e razões $\rho_2/\rho_1 = 2,75$ e $\alpha_2/\alpha_1 = 4,0$ (modificado de Lee e Balch, 1982).	95
5. 31: Efeito dos modelos isotrópico de referência (isoref), anisotrópico (ani) e anisotrópico fraturado (anifr) nos tempos de percurso para azimute fonte-receptores de 0° , nas posições de fonte F1, F2 e F3.	97
5. 32: Comportamento do tempo de trânsito da onda direta qP para a zona fraturada (anifr) na aquisição poço a poço para diferentes azimutes fonte-receptores nas posições de fonte F1, F2 e F3.	99
5. 33: Efeito dos modelos isotrópico de referência (isoref), anisotrópico (ani) e anisotrópico fraturado (anifr) nas componentes de amplitude vetorial para onda direta qP na aquisição poço a poço na posições de fonte F1. Azimute fonte-receptores fixo em 0 graus.	101
5. 34: Efeito dos modelos isotrópico de referência (isoref), anisotrópico (ani) e anisotrópico fraturado (anifr) nas componentes de amplitude vetorial para onda direta qP na aquisição poço a poço na posições de fonte F2. Azimute fonte-receptores fixo em 0 graus.	102
5. 35: Efeito dos modelos isotrópico de referência (isoref), anisotrópico (ani) e anisotrópico fraturado (anifr) nas componentes de amplitude vetorial para onda direta qP na aquisição poço a poço na posições de fonte F3. Azimute fonte-receptores fixo em 0 graus.	103
5. 36: Comportamento das componentes de amplitude da onda direta qP para a zona fraturada (anifr) na aquisição poço a poço para diferentes azimutes fonte-receptores na posição da fonte F1.	105
5. 37: Comportamento das componentes de amplitude da onda direta qP para a zona fraturada (anifr) na aquisição poço a poço para diferentes azimutes fonte-receptores na posição da fonte F2.	106
5. 38: Comportamento das componentes de amplitude da onda direta qP para a zona fraturada (anifr) na aquisição poço a poço para diferentes azimutes fonte-receptores na posição da fonte F3.	107

LISTA DE TABELAS

2. 1: Elementos de simetria dos sistemas anisotrópicos (Winterstein, 1990).....	12
3. 1: Resumo das propriedades físicas das camadas do modelo.....	36
3. 2: Caracterização das camadas anisotrópicas do modelo através dos parâmetros estabelecidos por Pšenčík & Gajewski (1998).....	37
5. 1: Amplitudes verticais para incidência normal em diversas posições ao longo da zona fraturada (azimute de 45 graus), assim como sua variação máxima para cada interface..	73
5. 2: Tempos de trânsito para incidência normal em diversas posições ao longo da zona fraturada (azimute de 45 graus).	74
5. 3: Comparação entre velocidades de empilhamento, amplitudes máximas e energias dos sinais de seções sísmicas com CMP comum e azimutes diferentes. Os atributos dos azimutes 45° e 90° são calculados com as velocidades apropriadas para estes azimutes e comparados com atributos obtidos com a velocidade de empilhamento do azimute 0°...	85
5. 4: Características dos fluidos presentes nos poços (extraído de Schlumberger, 1985)	94
5. 5: Valores médios entre as diferenças entre tempos (em milissegundos) de percurso para diferentes azimutes em posições correspondentes de receptores.....	98

NOMENCLATURA

Será usado nesta dissertação o sistema de coordenadas cartesiano para descrever tanto o modelo geológico como os seus parâmetros elásticos, pois os eixos do tensor de elasticidade coincidem com os do modelo. Os eixos são representados por x_s ($s= 1, 2, 3$), ou x , y e z , respectivamente. O eixo z é definido com orientação positiva para baixo e os eixos x e y encontram-se no plano horizontal de modo a formarem um sistema destro. Utilizou-se também um sistema cilíndrico, conveniente para especificar perfis de receptores contidos em planos verticais.

Os índices subscritos para vetores e matrizes podem assumir os valores 1,2 e 3 e, quando repetidos, são somados de acordo com a convenção de Albert Einstein. As quantidades vetoriais são representadas em negrito ou por um dos seus componentes (\mathbf{N} ou N_k). As derivadas parciais em relação às coordenadas cartesianas x_j são expressas na forma de índice repetido após a vírgula na quantidade derivada, na forma $u_{i,j} = \partial u_i / \partial x_j$, enquanto que derivadas temporais são representadas por um ou mais pontos sobre a quantidade derivada, sendo a derivada segunda, por exemplo, na forma $\ddot{u}_i = \partial^2 u_i / \partial t^2$.

Os demais símbolos e notações serão descritos na medida em que forem aparecendo nesta dissertação.

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

O desenvolvimento de campos portadores de hidrocarbonetos pode ser otimizado na medida em que se entende a geometria do reservatório e suas direções preferenciais de permeabilidade. Para tanto deve-se levar em conta a anisotropia e as heterogeneidades usualmente presentes nos pacotes sedimentares, sejam sin-deposicionais, tais como estratificações, sejam pós-deposicionais, como fraturamentos.

O estudo das variações das propriedades do meio com a posição (heterogeneidades) ou com a direção (anisotropia) através da propagação de ondas sísmicas tem despertado maior interesse nas últimas décadas. Este pode ser atribuído à constatação da abrangência do comportamento anisotrópico e heterogêneo nas rochas, ao desenvolvimento de algumas técnicas de aquisição que permitem emitir, captar e separar os três componentes do deslocamento da onda e ao seu potencial de aplicação em várias áreas, inclusive na indústria do petróleo. Porém, apesar do desenvolvimento dessas técnicas e do potencial de aplicação, na prática a anisotropia ainda é utilizada somente em casos especiais.

Para se obter um imageamento mais fidedigno possível dessas características, é importante, entre outros fatores, a escolha de um método de aquisição de dados sísmicos apropriado para cada situação. Um levantamento sísmico de superfície pode, por exemplo, proporcionar maior cobertura superficial, enquanto que um levantamento poço a poço pode detalhar melhor alguma região localizada. Outros aspectos menos triviais tais como o potencial de cada ferramenta investigativa de proporcionar informações sobre a distribuição

azimutal e afastamentos fonte-receptores necessários para determinação das direções preferenciais de anisotropia devem também ser analisados.

Experimentos de prospecção sísmica podem ser simulados tanto com modelos físicos em laboratório como numericamente computando modelos teóricos. Estes dois enfoques distintos tem objetivos complementares, que são a compreensão da propagação da onda em modelos complexos e o incremento da aquisição, processamento e interpretação de dados sísmicos para obter a melhor imagem 3D da subsuperfície detalhando reservatórios de hidrocarbonetos (Helbig, 1994). Para este estudo, optou-se pela modelagem numérica devido à grande versatilidade do método e à possibilidade de obter informações de atributos sísmicos relacionando-os às geometrias de aquisição em questão.

Na tentativa de investigar o potencial de alguns métodos de aquisição sísmica para captar as heterogeneidades e anisotropias geológicas, realizou-se uma modelagem direta de um reservatório petrolífero. Construiu-se um modelo simplificado de um campo da Bacia de Campos que apresenta um sistema natural de fraturamento. Procurou-se, a princípio, caracterizar os principais pacotes geológicos em termos de propriedades elásticas, levando em conta as simetrias relacionadas à geometria deposicional e ao posterior fraturamento. Uma seqüência regular de finas camadas horizontais, por exemplo, pode ser simulada por um meio transversalmente isotrópico, com eixo de simetria vertical. Nestes planos horizontais as velocidades não variam azimutalmente (Postma, 1955; Backus, 1962; Červený, 1986). Já a porção desta seqüência atingida por um sistema de fraturas verticais, pode ser aproximada por um meio com simetria ortorrômbica. Se a intensidade do fraturamento varia lateralmente, este meio deve ser modelado como heterogêneo, além de anisotrópico. Para solucionar o problema direto em meio anisotrópico é necessário caracterizá-lo com até 21 parâmetros elásticos independentes (a depender da sua simetria).

Esta relação da geologia com os sistemas de simetria do tensor elástico foi feita para todas as camadas do modelo, que são caracterizadas por 9, 5 ou 2 parâmetros elásticos independentes, nos casos de sistemas ortorrômbicos, transversalmente isotrópicos (TI) e

isotrópicos, respectivamente. Aproveitou-se dados oriundos de experimentos práticos existentes na literatura, tais como Hornby (1995) e Abreu (1995).

São dois os principais métodos de modelagem direta do campo de onda em meios heterogêneos: o **método do raio** e o de **diferenças finitas**. Apesar deste considerar o campo completo da onda e poder ser executado de uma só vez no caso de simulações com afastamento nulo, aquele permite selecionar um determinado tipo de onda e obter uma interpretação individualizada. Outra distinção é que o programa de diferenças finitas é algumas ordens de grandeza mais lento do que o método do raio e não está limitado às altas frequências. Como o objetivo proposto era de uma análise meticulosa que permitisse obter a história do raio (amplitudes, tempos de trânsito), optou-se pelo método do raio.

Para realizar a modelagem direta da propagação de ondas elásticas utilizou-se, então, o pacote de programas ANRAY, versão 4.01 (Pšenčík, 1997), que é baseado na solução assintótica de alta frequência da equação da onda. Este programa permite realizar a modelagem completa da propagação de ondas elásticas em meios complexos anisotrópicos com variações laterais e verticais das suas propriedades num volume tridimensional. De forma “artesanal” e minuciosa, especificando o código e geometria para o traçamento de cada raio, torna-se possível analisar o potencial investigativo de alguns métodos de aquisição de dados sísmicos em um modelo geológico em condições próximas às reais.

Nesta dissertação serão abordadas as geometrias de aquisição de dados sísmicos de superfície e poço a poço. A primeira representa a técnica de exploração que mundialmente fornece maior volume de dados para a indústria do petróleo, e a segunda a que permitiria informações do reservatório de melhor qualidade, visto a proximidade deste com as fontes de energia sísmica e os receptores.

Esta tese é composta de 6 capítulos. Após esta introdução, no Capítulo 2 será feita uma breve retrospectiva do assunto, e a seguir serão introduzidos conceitos gerais de elasticidade, relação tensão-deformação, parâmetros elásticos e sistemas de simetria, da equação

elastodinâmica e sua solução assintótica, e da reflexão e transmissão nas interfaces. No Capítulo 3 procura-se caracterizar o modelo geológico, relacionando a estrutura interna das rochas com os sistemas de simetria, definindo seus parâmetros elásticos e obtendo as superfícies de velocidade de fase. Neste capítulo também serão discutidos parâmetros que proporcionam uma idéia da anisotropia das camadas. No Capítulo 4 está descrito o pacote de programas ANRAY, baseado no método do raio. Os resultados da modelagem estão no Capítulo 5, sendo mostrados os coeficientes de reflexão da onda P para cada interface e alguns resultados sobre o comportamento cinemático e dinâmico de alguns tipos de ondas para o problema direto para as geometrias de aquisição 3D de superfície e poço a poço. No sexto e último capítulo encontram-se as conclusões e as sugestões para futuras pesquisas nesta área.

Capítulo 2

PROPAGAÇÃO DE ONDAS ELÁSTICAS EM MEIOS HETEROGÊNEOS ANISOTRÓPICOS

Neste capítulo será inicialmente apresentada uma breve retrospectiva histórica deste assunto, mostrando a evolução nos métodos para computar atributos de ondas sísmicas (seção 2.1).

Para melhor compreender os resultados desta modelagem sísmica direta, será necessário revisar alguns aspectos da propagação das ondas elásticas. Portanto serão também abordados conceitos e comparações sobre meios isotrópicos e anisotrópicos, homogêneos e heterogêneos. As seções subseqüentes versam sobre: relação entre tensão e deformação; parâmetros elásticos e sistemas de simetria; equação elastodinâmica e algumas de suas soluções; e reflexão e transmissão nas interfaces.

Abordagens mais detalhadas sobre estes assuntos podem ser encontradas em Červený (1987) e Helbig (1994), entre outros.

2.1 Estado do conhecimento

A propagação de ondas elásticas em meios anisotrópicos tem sido por várias décadas assunto de interesse acadêmico. Inicialmente o enfoque era puramente teórico; atualmente, a importância dos seus aspectos práticos encontra-se em ascensão. Porém durante toda a evolução nos métodos de investigação de meios anisotrópicos e heterogêneos procurou-se realizar modelagens numéricas da propagação de ondas sísmicas nestas camadas para um bom entendimento daqueles fenômenos.

Para computar o campo de ondas sísmico em meios anisotrópicos já foram empregados diversos métodos. Conforme Gajewski e Pšenčík (1987), o método da refletividade modificado tem sido usado com este objetivo por Crampin e seus colegas (Crampin, 1981) e por Gruenewald (1986). O método Alekseyev-Mikhailenko também tem sido usado para investigar meios anisotrópicos, conforme Mikhailenko (1985).

Porém, entre os métodos assintóticos de alta frequência, o mais utilizado para investigar meios anisotrópicos e heterogêneos é o **método do raio**. A possibilidade de separar partes do campo de onda total facilitando interpretações e sua eficiência computacional são algumas das importantes características deste método, que pode ser empregado em modelos mais complexos onde outros métodos falham. Baseia-se na premissa de que os parâmetros elásticos sejam funções suaves e contínuas das coordenadas; porém, em regiões de singularidade, pode apresentar problemas de acuracidade ou até mesmo falhar no cálculo da amplitude.

Os trabalhos pioneiros nos quais ficaram registrados uma tentativa de aplicar o método do raio na propagação de ondas elásticas em meios heterogêneos e anisotrópicos foram feitos por Babich (1961) e Červený (1972). Este último autor então desenvolveu um sistema de traçado de raios de relativa facilidade de programação assim como um método conhecido como traçado de raios dinâmico generalizado, para meios heterogêneos e anisotrópicos. Entretanto esses sistemas só eram aplicados em meios e problemas simplificados, como, por exemplo, na computação de tempo de trânsito de ondas sísmicas se propagando em planos de

simetria de um meio 2D (Červený & Pšenčík, 1972). Posteriormente surgiu outra aplicação da teoria desenvolvida por Červený (1972), que foi um método baseado nas equações linearizadas para computação do tempo de trânsito em meios fracamente anisotrópicos e heterogêneos (Červený & Firbas, 1984). Neste mesmo ano foi sugerido e descrito um algoritmo para computar tempos de trânsito e amplitudes em meios 3D, anisotrópicos e heterogêneos (Petrashen & Kashtan, 1984).

Baseados na formulação derivada por Babich (1961) e Červený (1972), foi desenvolvido por Gajewski e Pšenčík (1987, 1990) um algoritmo incluído em um pacote de programas para calcular tempos de trânsito, amplitudes e sismogramas sintéticos de ondas sísmicas em meios tridimensionais heterogêneos, isotrópicos ou anisotrópicos. Todos os 21 parâmetros elásticos podem variar dentro das camadas anisotrópicas, não havendo a limitação de anisotropia fraca. Os raios e os tempos de trânsito são calculados pelas soluções numéricas de equações de traçado de raio. As amplitudes são determinadas com base nos coeficientes de reflexão e transmissão e espalhamento geométrico ao longo de raios individuais (*dynamic ray tracing*). O espalhamento geométrico é estimado com base na área da seção transversal de um "tubo" formado por 3 raios vizinhos ao raio considerado. Os raios podem ser computados de duas formas: a partir da posição da fonte e da orientação inicial do vetor vazarosidade; ou a partir da posição da fonte e de receptores distribuídos em perfis verticais ou em interfaces, opção utilizada nesta modelagem. A aproximação paraxial agiliza os cálculos dos sismogramas sintéticos, importantes em modelos 3D nos quais há grande consumo de tempo para traçado de raios entre fonte e receptor. Este pacote de programas chama-se ANRAY e será analisado mais detalhadamente no Capítulo 4. Um exemplo interessante de modelagem sísmica utilizando a geometria de aquisição de Perfil Sísmico Vertical com este pacote foi realizado por Abreu (1995).

2.2 Diferenças na propagação de ondas elásticas em meios isotrópicos e anisotrópicos

As ondas elásticas podem ser estudadas considerando o meio no qual se propagam como heterogêneo e anisotrópico (caso mais geral) ou homogêneo e isotrópico (caso mais simples), assim como considerando as combinações de variação de suas propriedades com a posição e/ou direção. As principais causas da anisotropia sísmica na Terra são a orientação preferencial de cristais em rochas, as inclusões alinhadas (poros e fraturas) e a presença de camadas finas (Helbig, 1994).

As principais diferenças da propagação de ondas elásticas entre sólidos anisotrópicos e isotrópicos são:

- Nos meios isotrópicos apenas as ondas P e S se propagam, enquanto que nos meios anisotrópicos a onda S separa-se em duas com velocidades diferentes, fenômeno conhecido como birrefringência sísmica (Crampin, 1981), gerando as ondas $qS1$ e $qS2$, além da qP ;
- No meio anisotrópico o vetor velocidade de fase tem direção diferente do vetor velocidade de grupo (este tem direção da propagação do fluxo de energia sísmica e do raio). Logo, os raios não são perpendiculares às frentes de onda. No meio isotrópico, os raios são perpendiculares à frente de onda;
- No meio anisotrópico, velocidade de fase e de grupo dependem da direção de propagação, o que não acontece no isotrópico;
- O vetor deslocamento de qP tem direção diferente em relação aos vetores de velocidade de fase e de grupo. De modo semelhante, os vetores deslocamentos de $qS1$ e $qS2$ em geral não são nem perpendiculares ao raio nem normais às frentes de onda.

No meio isotrópico o vetor deslocamento da onda P é tangente ao raio e o da onda S é perpendicular ao raio;

- Para certas direções específicas, as velocidades de fase de qS1 e qS2 coincidem. As propriedades destas ondas para estas direções, também chamadas de regiões de singularidades, e para sua vizinhança, são anômalas. Estas singularidades não existem no meio isotrópico, no qual há apenas uma onda cisalhante (Červený, 1986).

2.3 Relação constitutiva tensão – deformação

Considerando um sólido linearmente elástico, as relações entre as deformações (e_{kl}) ocorridas com o corpo e as tensões (σ_{ij}) que a geraram podem ser abordadas de uma forma geral através da Lei de Hooke. Esta considera uma relação linear entre tensão e deformação, invariante no tempo, e que o corpo reage instantaneamente (perfeitamente elástico). A relação entre os tensores de tensão e de deformação pode ser descrita matematicamente através de um tensor de quarta ordem dos parâmetros elásticos (c_{ijkl}), que representa as propriedades elásticas do meio, conforme a expressão abaixo:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} e_{kl} \quad (2.1)$$

onde

$$e_{ij} = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{j,i}) \quad (2.2)$$

são as deformações em função do deslocamento (u_i), descrevendo as deformações internas do corpo.

2.4 Parâmetros elásticos e sistemas de simetria

Como os índices i, j, k e l podem assumir os valores 1, 2 e 3, existem 81 parâmetros elásticos. Porém devido às relações de simetria dos tensores de tensão e deformação, assim como a considerações de energia (Helbig, 1994), o número de parâmetros independentes é reduzido de 81 para 21.

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji} \rightarrow c_{ijkl} = c_{jikl} \quad (2.3)$$

$$e_{kl} = e_{lk} \rightarrow c_{ijkl} = c_{ijlk} \quad (2.4)$$

$$c_{ijkl} = c_{klij} \quad (2.5)$$

Os elementos do tensor c_{ijkl} são chamados parâmetros elásticos. Pode-se, então, descrever completamente um meio elástico através destes parâmetros, juntamente com a densidade do meio.

A correspondência entre os índices i, j e k, l com v e w é feita da seguinte maneira (Musgrave, 1970):

$$1,1 \rightarrow 1; \quad 2,2 \rightarrow 2; \quad 3,3 \rightarrow 3; \quad 2,3 \rightarrow 4; \quad 1,3 \rightarrow 5; \quad 1,2 \rightarrow 6.$$

De modo que o tensor de quarta ordem c_{ijkl} pode ser representado por uma matriz 6×6 c_{vw} , conforme as Equações (2. 6) e (2. 7).

$$c_{ijkl} = \begin{bmatrix} c_{1111} & c_{1122} & c_{1133} & c_{1123} & c_{1113} & c_{1112} \\ & c_{2222} & c_{2233} & c_{2223} & c_{2213} & c_{2212} \\ & & c_{3333} & c_{3323} & c_{3313} & c_{3312} \\ & & & c_{2323} & c_{2313} & c_{2312} \\ & & & & c_{1313} & c_{1312} \\ & & & & & c_{1212} \end{bmatrix} \quad (2.6)$$

$$c_{vw} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & c_{14} & c_{15} & c_{16} \\ & c_{22} & c_{23} & c_{24} & c_{25} & c_{26} \\ & & c_{33} & c_{34} & c_{35} & c_{36} \\ & & & c_{44} & c_{45} & c_{46} \\ & & & & c_{55} & c_{56} \\ & & & & & c_{66} \end{bmatrix}$$

(2.7)

2.4.1 Transformação de coordenadas dos parâmetros elásticos

Na modelagem realizada, escolheu-se um sistema de coordenadas para descrever o modelo geológico e o tensor elástico de modo que este tivesse o maior número de elementos nulos possível. Porém é possível obter a representação do tensor em um sistema de coordenadas qualquer.

Para rescrever um tensor c_{ijkl} especificado em um sistema de coordenada x_i em um novo sistema de coordenadas x'_i utiliza-se a lei de transformação dos tensores:

$$c'_{ijkl} = \gamma_{ip}\gamma_{jq}\gamma_{kr}\gamma_{ls}c_{pqrs} \quad (2.8)$$

onde c'_{ijkl} é a representação do tensor no novo sistema de coordenadas e $\gamma_{ip} = \partial x'_i / \partial x_p$ são os elementos da matriz de transformação de coordenadas.

2.4.2 Sistemas de simetria dos parâmetros elásticos

As simetrias do tensor c_{ijkl} são definidas pelo conjunto de transformações (rotações, reflexões e inversões) que deixam o tensor invariante. De acordo com o aumento do grau de simetria, tem-se um decréscimo no número de parâmetros independentes. Os sistemas de simetria anisotrópicos foram classificados em oito grupos, variando o número de parâmetros elásticos para representá-los de 21 (sistema triclínico) até 2 (isotrópico), conforme Tabela 2. 1:

Tabela 2. 1: Elementos de simetria dos sistemas anisotrópicos (Winterstein, 1990).

ELEMENTOS DE SIMETRIA DOS SISTEMAS ANISOTRÓPICOS	
Triclínico	Exibe somente um centro de simetria
Monoclínico	Exibe um eixo binário de simetria, e assim um plano de simetria
Trigonal	Exibe 3 planos de simetria que se interceptam em eixo ternário de simetria
Ortorrômico	Apresenta 3 planos mutuamente perpendiculares de simetria
Tetragonal	Exibe 5 planos de simetria, 4 dos quais se interceptam em eixo quaternário de simetria
Cúbico	Possui 9 planos de simetria, sendo 3 paralelos aos eixos coordenados e 6 coincidentes com os planos diagonais
Transversalmente Isotrópico (TI)	Exibe 1 plano de simetria perpendicular ao eixo de simetria, que é a intersecção de infinitos planos de simetria
Isotrópico	Qualquer plano é um plano de simetria, assim como toda direção coincide com um eixo de simetria

O **sistema ortorrômico**, por exemplo, pode ser usado para modelar meios no qual há um sistema de fraturas perpendicular em relação às camadas planas e paralelas, e será relacionado com a estrutura do folhelho no Capítulo 3. Para representar este sistema são necessários 9 parâmetros não-nulos, todos independentes entre si:

$$\begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ & c_{22} & c_{23} & 0 & 0 & 0 \\ & & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ & & & c_{44} & 0 & 0 \\ & & & & c_{55} & 0 \\ & & & & & c_{66} \end{bmatrix}.$$

Já o **sistema transversalmente isotrópico** possui um eixo de simetria de modo que qualquer rotação ao redor do mesmo não muda o tensor c_{ijkl} . O plano perpendicular a este eixo tem características isotrópicas, ou seja, as propriedades nele não variam. Para descrever este meio são necessários pelo menos 9 parâmetros não-nulos, sendo apenas 5 independentes. Dois casos particulares são:

a) quando o eixo de simetria coincide com o eixo z (x_3), chamado de **TIV** - *transversalmente isotrópico com eixo de simetria vertical*. É normalmente usado para representar conjunto de camadas finas, planas e paralelas (folhelho, por exemplo), com o eixo de simetria perpendicular às camadas:

$$\begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ & c_{11} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ & & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ & & & c_{44} & 0 & 0 \\ & & & & c_{44} & 0 \\ & & & & & c_{66} \end{bmatrix}.$$

$$c_{66}=(c_{11}-c_{12})/2.$$

b) quando o eixo de simetria é horizontal, podendo eventualmente coincidir com o eixo x (x_1) ou y (x_2), chamado de **TIH** - *transversalmente isotrópico com eixo de simetria horizontal*. Costuma ser usado para modelar meios com fraturas paralelas e verticais, com eixo perpendicular às fraturas (arenito com fraturas verticais, por exemplo). Em (a) o eixo é paralelo ao eixo x e em (b) é paralelo ao eixo y .

$$\begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{12} & 0 & 0 & 0 \\ & c_{33} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ & & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ & & & c_{44} & 0 & 0 \\ & & & & c_{66} & 0 \\ & & & & & c_{66} \end{bmatrix},$$

$$\text{a) } c_{44} = (c_{33} - c_{13})/2$$

$$\begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ & c_{22} & c_{12} & 0 & 0 & 0 \\ & & c_{11} & 0 & 0 & 0 \\ & & & c_{44} & 0 & 0 \\ & & & & c_{55} & 0 \\ & & & & & c_{44} \end{bmatrix}.$$

$$\text{b) } c_{55} = (c_{11} - c_{13})/2$$

Nos meios **isotrópicos** todos os planos são de simetria e existem apenas dois parâmetros independentes:

$$\begin{bmatrix} c_{11} & c_{13} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ & c_{11} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ & & c_{11} & 0 & 0 & 0 \\ & & & c_{44} & 0 & 0 \\ & & & & c_{44} & 0 \\ & & & & & c_{44} \end{bmatrix}$$

$$c_{44} = (c_{11} - c_{13})/2$$

O tensor c_{ijkl} para o meio isotrópico pode ser rescrito usando os parâmetros de Lamé λ e μ :

$$c_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk})$$

(2. 9)

onde δ_{ij} é o delta de Kronecker.

$$\text{Portanto } c_{11} = \lambda + 2\mu, \quad c_{13} = \lambda \quad \text{e} \quad c_{44} = \mu.$$

E a matriz dos parâmetros elásticos no meio isotrópico em função dos parâmetros de Lamé é assim representada:

$$\begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ & & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ & & & \mu & 0 & 0 \\ & & & & \mu & 0 \\ & & & & & \mu \end{bmatrix}$$

2.5 Equação elastodinâmica

As equações que expressam o balanço dos momentos linear e angular de um elemento de volume (lei de Newton) em um meio elástico são dadas por:

$$\sigma_{ij,j} = \rho \ddot{u}_i + f_i \quad \text{e} \quad \sigma_{ij} = \sigma_{ji} \quad (2.10)$$

onde u_i é o componente do vetor deslocamento, ρ é a densidade, σ_{ij} são as componentes do tensor de tensão, e f_i são as forças de volume.

Estas equações são gerais, e suas soluções são chamadas de ondas elásticas ou ondas sísmicas, quando o meio elástico é a terra. Usando a relação constitutiva (2.1), e desprezando as forças de volume, obter-se-á a equação elastodinâmica, em coordenadas cartesianas, para meios anisotrópicos e heterogêneos, conforme desenvolvimento a seguir.

2.5.1 Equação elastodinâmica para meios anisotrópicos e heterogêneos

Substituindo-se na Equação (2.10) a Equação (2.1), temos:

$$\rho(x) \ddot{u}_i = (c_{ijkl}(x) u_{k,l})_{,j} \quad (2.11)$$

A equação acima é válida para o caso mais geral, anisotrópico, em que a densidade e os parâmetros elásticos são funções das coordenadas cartesianas (x).

2.5.2 Equação elastodinâmica para meios homogêneos e anisotrópicos

Como nestes meios não há variação da densidade e dos parâmetros elásticos com a posição, a Equação (2. 11) pode ser expressa por:

$$\rho \ddot{u}_i = c_{ijkl} u_{k,lj} \quad (2. 12)$$

2.5.3 Equação elastodinâmica para meios heterogêneos e isotrópicos

Utilizando a Equação (2. 2), a lei de Hooke para meios isotrópicos se escreve:

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} u_{k,k} + 2 \mu e_{ij} = \lambda \delta_{ij} u_{k,k} + \mu (u_{i,j} + u_{j,i}). \quad (2. 13)$$

Inserindo esta equação na da elastodinâmica para meios heterogêneos e anisotrópicos, chega-se a:

$$\rho \ddot{u}_i = (\lambda + \mu) u_{j,ji} + \mu u_{i,jj} + \lambda_j u_{j,j} + \mu_j (u_{i,j} + u_{j,i}) \quad (2. 14)$$

2.5.4 Equação elastodinâmica para meios homogêneos e isotrópicos

Para se obter a equação elastodinâmica neste meio pode-se partir da equação anterior e, por ser meio homogêneo, considerar $\lambda_j = \mu_j = 0$, resultando:

$$\rho \ddot{u}_i = (\lambda + \mu) u_{j,ji} + \mu u_{i,jj} \quad (2. 15)$$

2.6 Solução assintótica de alta frequência da equação elastodinâmica

Em meios anisotrópicos heterogêneos o método de separação da equação do movimento não pode ser aplicado de forma exata, sendo necessário usar uma solução aproximada (assintótica) chamada de solução do raio (Červený, 1972).

O método do raio é um dos métodos assintóticos de alta frequência utilizados para a investigação de meios anisotrópicos e heterogêneos, e baseia-se na premissa de que uma determinada onda pode ser localmente considerada como uma onda plana. Isto é possível quando as variações dos parâmetros elásticos são funções suaves e contínuas das coordenadas. Utiliza-se uma expansão em série, chamada **série do raio**, da forma

$$u_k(x_i, t) = \sum_{n=0}^{\infty} u_k^{(n)}(x_i) F^{(n)}(t - \tau(x_i)) , \quad (2.16)$$

onde $u_k^{(n)}(x_i)$ são os coeficientes vetoriais das amplitudes da série do raio, $\tau(x_i)$ é chamada de função de fase ou eikonal e a função $F^{(n)}(\theta)$ são sinais analíticos de alta frequência (Aki & Richards, 1980).

O primeiro termo da série do raio ($n=0$) fornece resultado equivalente localmente ao obtido para ondas planas. Portanto a solução pelo método do raio equivale a uma solução local de ondas planas.

Introduzindo-se a série do raio na equação elastodinâmica para meios heterogêneos, e assumindo-se $u_i^{(-1)} = u_i^{(-2)} = 0$ chega-se a um **sistema de recorrência** que é utilizado para a determinação dos tempos de trânsito $\tau(x_j)$, e amplitudes $u^{(n)}(x_j)$:

$$N_j(u_i^{(n)}) - M_j(u_i^{(n-1)}) + L_j(u_i^{(n-2)}) = 0 . \quad (2.17)$$

Com os operadores N_j , M_j e L_j , dados por:

$$\begin{aligned} N_j(u_i^{(n)}) &= \Gamma_{jk} u_k^{(n)} - u_j^{(n)} , \\ M_j(u_i^{(n)}) &= p_i a_{ijkl} u_{k,l}^{(n)} + \rho^{-1} (\rho a_{ijkl} p_l u_k^{(n)})_{,i} , \\ L_j(u_i^{(n)}) &= \rho^{-1} (\rho a_{ijkl} u_{k,l}^{(n)})_{,i} , \end{aligned} \quad (2.18)$$

onde:

$$\Gamma_{jk} = a_{ijkl} p_i p_l , \quad a_{ijkl} = \frac{c_{ijkl}}{\rho} , \quad p_i = \tau_{,i} . \quad (2.19)$$

Γ_{jk} é a matriz de Christoffel e p_i são os componentes do vetor de vagarosidade.

2.6.1 Cálculo do tempo de percurso

Da primeira equação do sistema básico de recorrência para $n = 0$ e assumindo $u_i^{(-1)} = u_i^{(-2)} = 0$, tem-se:

$$N_j(u_i^{(0)}) = \Gamma_{jk} u_k^{(0)} - u_j^{(0)} = 0 \quad (2.20)$$

a qual representa um sistema de três equações algébricas para $u_1^{(0)}$, $u_2^{(0)}$ e $u_3^{(0)}$, temos que,

$$(\Gamma_{jk} - \delta_{jk}) u_k^{(0)} = 0 \quad (2.21)$$

que se assemelha a um típico problema de autovalores para a matriz Γ_{jk} , que pode ser escrito da seguinte forma:

$$(\Gamma_{jk} - G\delta_{jk})g_k = 0 \quad (2.22)$$

onde G são os autovalores e g_k são os autovetores correspondentes.

A matriz de Christoffel Γ_{jk} tem três autovalores reais e positivos $G(x_m, p_m)$, que são funções das coordenadas cartesianas e da distribuição espacial das vagarosidades. Cada autovalor corresponde a um autovetor $g_i(x_m)$. A equação $G(x_m, p_m) = 1$, obtida comparando-se as Equações (2. 21) e (2. 22), representa a equação eikonal para um meio anisotrópico heterogêneo. Existem assim três equações eikonal e que correspondem a três tipos de ondas que se propagam nos meios anisotrópicos. O vetor deslocamento para cada equação eikonal pode ser escrito como:

$$u_k^{(o)}(x_m) = A(x_m) g_k(x_m) \quad (2.23)$$

e indica que as ondas são consideradas linearmente polarizadas e que a direção do autovetor g_k , que é um vetor unitário, irá determinar a direção do vetor deslocamento em cada ponto ao longo do raio, onde $A(x_m)$ representa a amplitude escalar.

Se $G_1 \neq G_2 \neq G_3$, a solução é não trivial nos três casos:

$$\begin{aligned} G_1(p_i, x_i) = 1, \quad G_2 \neq 1 \quad e \quad G_3 \neq 1 \quad , \\ G_2(p_i, x_i) = 1, \quad G_1 \neq 1 \quad e \quad G_3 \neq 1 \quad , \\ G_3(p_i, x_i) = 1, \quad G_1 \neq 1 \quad e \quad G_2 \neq 1 \quad . \end{aligned} \quad (2.24)$$

Cada uma das equações acima é uma equação diferencial parcial não linear para $\tau(x_i)$ e descreve a propagação de uma frente de onda. Desta forma, em um meio anisotrópico heterogêneo, três frentes de ondas independentes podem se propagar, uma onda quase-compressional (qP) e duas ondas quase-cisalhantes (qS1 e qS2).

Quando dois dos autovalores da matriz $\Gamma_{jk}(G_1, G_2 \text{ e } G_3)$ são iguais, o sistema é dito degenerado, como por exemplo nos meios isotrópicos.

Resolvendo a equação eikonal (2. 24), usando, por exemplo, o método das características, temos o **sistema de traçado de raios** (STR) para meios anisotrópicos (Červený e Firbas, 1984; Gajewski e Pšenčík, 1987 e 1990):

$$\begin{aligned} \frac{dx_i}{d\tau} &= a_{ijkl} p_j g_k g_l \text{ ,} \\ \frac{dp_i}{d\tau} &= -\frac{1}{2} \frac{\partial a_{ijks}}{\partial x_i} p_s p_j g_l g_k \text{ .} \end{aligned} \tag{2. 25}$$

Este sistema requer o conhecimento dos vetores de polarização g_i .

Para se solucionar o sistema de equações (2. 25), deve-se conhecer as seis condições iniciais que determinam as coordenadas cartesianas do ponto inicial e as componentes do vetor vagarosidade nesse ponto:

$$x_i = (x_i)_0, \quad p_i = (p_i)_0 \quad \text{em} \quad \tau = \tau_0 \text{ ,} \tag{2. 26}$$

condições essas que devem satisfazer a relação $G_m((p_i)_0, (x_i)_0) = 1$.

Os valores de $p_i = p_i(\tau) = N_i/V$, com N_i sendo normal à frente de onda e $V = (p_i p_i)^{-1/2}$ a velocidade de fase, e de $v_i = dx_i/d\tau$, com v_i fornecendo as componentes de velocidade de grupo, podem ser obtidos em cada ponto do raio.

2.6.2 Computação da amplitude do raio

Nas aplicações práticas da teoria do raio, os termos de ordem mais elevada da série do raio não são de uso geral; desta forma, na maioria dos casos, a modelagem numérica do

campo de onda sísmico e as interpretações dos dados sísmicos pelo método do raio tem se baseado na aproximação de ordem zero, isto é, no termo principal da série do raio. Para aproximação usando o termo de primeira ordem em meios isotrópicos ver Santos (1993).

Inserindo a Equação (2. 23) referente ao vetor deslocamento, em $M_j(u_i^{(n)}) = 0$, com $n = 0$, e multiplicando-se por g_j , temos:

$$\begin{aligned} M_j(u_i^{(0)})g_j &= A_{,j} a_{ijkl} g_k g_i \tau_{,l} + A(a_{ijkl} g_k \tau_{,l})_{,j} g_i + a_{ijkl} A_{,l} g_k g_i \tau_{,j} + A a_{ijkl} g_{i,j} \tau_{,j} g_k = \\ &= 2 A_{,j} a_{ijkl} g_k g_i \tau_{,l} + A(a_{ijkl} g_k g_i \tau_{,l})_{,j} = 0 \end{aligned} \quad (2. 27)$$

e que representa a **equação de transporte** para a amplitude escalar A em meios anisotrópicos heterogêneos.

Usando-se a propriedade de simetria do tensor elástico $a_{ijkl} = a_{klij}$ e a expressão da velocidade de grupo dada por :

$$v_i = a_{ijkl} p_l g_j g_k \quad (2. 28)$$

obtém-se a seguinte forma simplificada para a **equação de transporte**:

$$2 \rho A_{,j} v_j + A(\rho v_j)_{,j} = 0 \quad (2. 29)$$

Usando-se a transformação das coordenadas do raio $(\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3)$, onde γ_1 e γ_2 são os parâmetros que especificam o raio para coordenadas cartesianas e γ_3 o parâmetro ao longo do raio, obteremos como solução da equação de transporte (Červený, 1972)

$$A(\tau) = \frac{\psi(\gamma_1, \gamma_2)}{[\rho(\tau) J_\tau(\tau)]^{1/2}} \quad (2. 30)$$

A função $\psi(\gamma_1, \gamma_2)$ é constante ao longo do raio, mas difere de raio para raio, estando associada às condições iniciais da fonte. Esta expressão determina a amplitude escalar ao longo do raio especificado pelos parâmetros do raio γ_1 e γ_2 . A função J_r na Equação (2.30) é o jacobiano da transformação das coordenadas do raio $(\gamma_1, \gamma_2$ e $\tau)$ para coordenadas cartesianas (x_i) .

$$J_r = \det[\partial x_i / \partial \gamma_j] \quad (2.31)$$

A função J , por si própria, é uma medida de dimensão da seção transversal do tubo do raio com a frente de onda.

2.7 Reflexão e transmissão nas interfaces

O fenômeno da reflexão/transmissão ocorre quando uma onda sísmica atinge uma superfície de descontinuidade (interface) entre as propriedades elásticas devido ao contato entre dois meios quaisquer. A magnitude com que ocorrerá este fenômeno – partição de energia nas interfaces – depende das velocidades de propagação das ondas sísmicas e da densidade em ambos os lados da interface, bem como do ângulo de incidência, que é o ângulo entre a normal à frente de fase constante e a normal à interface no ponto de incidência.

Considerando a incidência de ondas sísmicas em interfaces de primeira ordem, isto é, em interfaces onde pelo menos um dos parâmetros elásticos ou densidade varia descontinuamente, em meios anisotrópicos, tem-se a geração de três ondas refletidas e de três ondas transmitidas. Os meios anisotrópicos e/ou isotrópicos separados pela interface são assumidos estarem perfeitamente acoplados ao longo de seus contatos. Considerando o meio superior contendo a onda incidente, assume-se que a orientação do vetor normal à interface seja tal que:

$$n_i v_i < 0 \quad , \quad (2.32)$$

onde n_i é a normal à interface no ponto de incidência e v_i é o vetor de velocidade de grupo da onda incidente. Desta forma, a normal aponta para dentro do meio incidente, contra a direção de propagação da onda incidente. A densidade ρ e os parâmetros elásticos normalizados pela densidade do meio 1 (incidente) são $\rho^{(1)}$ e $a_{ijkl}^{(1)}$, enquanto que no meio inferior são $\rho^{(2)}$ e $a_{ijkl}^{(2)}$.

Para solucionar o problema da reflexão/transmissão de ondas sísmicas, quando uma onda incidente atinge uma interface, duas **condições de contorno** vetoriais (isto é, seis escalares) devem ser satisfeitas: continuidade do vetor deslocamento (u_i) e a continuidade do vetor tração (T_i). Essas condições de continuidade devem ser usadas para a determinação de todas as funções e parâmetros desconhecidos que devem ser satisfeitas pelas seis ondas refletidas/transmitidas geradas (qP, qS1 e qS2). As ondas geradas que são do mesmo tipo da onda incidente são chamadas de ondas não convertidas, enquanto que os outros tipos de ondas são chamadas de ondas convertidas.

Continuidade do deslocamento:

Considera-se, para a aproximação de ordem zero da série do raio, que o deslocamento imediatamente acima da interface (u_i^+) é igual ao deslocamento imediatamente abaixo da interface (u_i^-), de modo que não existam deslocamentos relativo entre os dois meios:

$$u_i^+ = u_i^- \quad . \quad (2.33)$$

O vetor deslocamento (u_i) das ondas geradas, que pode ser qualquer uma dessas seis ondas, pode ser escrito como:

$$u_i^{(j)}(x_m, t) = A^{(j)} g_i^{(j)} \left[F^{(j)}(t - p_k^{(j)} x_k) \right] . \quad (2.34)$$

A quantidade A caracteriza a magnitude do vetor deslocamento da onda incidente, g_i é o vetor de polarização e F é o sinal analítico, com $j = 1, 2$ e 3 representando as ondas refletidas e $j = 4, 5$ e 6 as ondas transmitidas. Vale lembrar que as quantidades $A^{(j)}, g_i^{(j)}, F^{(j)}$ e $p_k^{(j)}$, referentes às ondas geradas, serão determinadas a partir das quantidades A, g_i, F e p_k da onda incidente conhecida.

Portanto, a partir da condição de continuidade do deslocamento, as condições de contorno podem ser escritas como:

$$-A^{(1)} g_i^{(1)} F^{(1)} - A^{(2)} g_i^{(2)} F^{(2)} - A^{(3)} g_i^{(3)} F^{(3)} + A^{(4)} g_i^{(4)} F^{(4)} + A^{(5)} g_i^{(5)} F^{(5)} + A^{(6)} g_i^{(6)} F^{(6)} = A g_i F \quad (2.35)$$

onde os 3 primeiros termos representam as ondas refletidas, os outros 3 as ondas transmitidas, cuja soma deve ser igual ao termo da onda incidente.

Continuidade da tração

Considera-se que a tração imediatamente acima da interface (T^+) é igual à tração imediatamente abaixo da interface (T^-)

$$T_i^+ = T_i^- . \quad (2.36)$$

Da expressão da tração na interface,

$$T_i = \sigma_{ij} n_j = \rho a_{ijkl} n_j u_{k,l} , \quad (2.37)$$

temos para a onda incidente a tração dada por:

$$T_i = \rho^{(1)} a_{ijkl}^{(1)} n_j A^{(1)} g_k p_l \dot{F}(t - p_m x_m) . \quad (2.38)$$

Expressões análogas podem ser obtidas para as trações correspondentes às ondas geradas. Portanto, a partir da condição de continuidade da tração, as condições de contorno podem ser escritas como:

$$- A^{(1)} X_i^{(1)} \dot{F}^{(1)} - A^{(2)} X_i^{(2)} \dot{F}^{(2)} - A^{(3)} X_i^{(3)} \dot{F}^{(3)} + A^{(4)} X_i^{(4)} \dot{F}^{(4)} + A^{(5)} X_i^{(5)} \dot{F}^{(5)} + A^{(6)} X_i^{(6)} \dot{F}^{(6)} = + A X_i \dot{F} \quad (2.39)$$

onde $X_i = \rho a_{ijkl} n_j g_k p_l$.

Quando da presença de interfaces, além da transformação da amplitude escalar, dada pela seção ao longo do raio, os vetores de vazarosidade também sofrem transformações, obedecendo a **Lei de Snell**.

Para a interface fluido - sólido, visto que os fluidos podem deslizar ao longo da interface pois eles não suportam tensões cisalhantes, e considerando a interface normal a x_3 , as condições de contorno são (Simões, 1997):

$$T_1^+ = T_1^- = 0 \quad T_2^+ = T_2^- = 0 \quad T_3^+ = T_3^- = 0 \quad u_3^+ = u_3^- \quad (2.40)$$

Coefficientes de reflexão e transmissão

Devido à igualdade entre o sinal analítico da onda incidente e das ondas geradas na interface, as condições de contorno reduzem-se ao seguinte sistema de 6 equações lineares e heterogêneas para 6 incógnitas $A^{(m)}$, $m = 1, \dots, 6$.

$$\begin{aligned} - A^{(1)} g_i^{(1)} - A^{(2)} g_i^{(2)} - A^{(3)} g_i^{(3)} + A^{(4)} g_i^{(4)} + A^{(5)} g_i^{(5)} + A^{(6)} g_i^{(6)} &= + A g_i , \\ - A^{(1)} X_i^{(1)} - A^{(2)} X_i^{(2)} - A^{(3)} X_i^{(3)} + A^{(4)} X_i^{(4)} + A^{(5)} X_i^{(5)} + A^{(6)} X_i^{(6)} &= + A X_i , \end{aligned} \quad (2.41)$$

onde $X_i = \rho a_{ijkl} n_j g_k p_l$.

Os coeficientes de reflexão e transmissão do deslocamento são dados pelas razões:

$$R_m = \frac{A^{(m)}}{A}, m = 1, 2, 3, \quad T_m = \frac{A^{(m)}}{A}, m = 4, 5, 6, \quad (2.42)$$

onde R_m e T_m representam os coeficientes de reflexão e transmissão, correspondendo às ondas qP ($m = 1$ e 4), qS1 ($m = 2$ e 5) e qS2 ($m = 3$ e 6).

O tipo de onda incidente é especificado pelas quantidades g_i e X_i . Os símbolos $g_i^{(k)}$ denotam componentes dos vetores unitários de polarização da k -ésima onda gerada, enquanto que R e T especificam se a onda gerada é refletida ou transmitida. As quantidades X_i são denominadas da mesma forma e se originam a partir das expressões para tensão e para sua determinação precisa-se conhecer os parâmetros elásticos normalizados pela densidade do meio (a_{ijkl}), no qual a onda correspondente está se propagando, o vetor unitário normal à interface n_i , o correspondente vetor de polarização g_i e o vetor de vazarosidade $p_i = \partial\tau/\partial x_i$.

Em uma situação especial, quando por exemplo um eixo de simetria do meio anisotrópico está no plano de incidência, o sistema de equações (2.41) pode ser simplificado ou mesmo fatorado (Daley & Hron, 1977). Entretanto, para meios anisotrópicos genéricos, o sistema deve ser resolvido numericamente, como é o caso do pacote Anray.

Em regiões singulares, onde duas velocidades de fase coincidem, os vetores de polarização g_i das ondas cisalhantes são determinados como os vetores perpendiculares ao vetor de polarização correspondente à onda qP.

Capítulo 3

MODELO GEOLÓGICO

Para a realização da modelagem sísmica, iniciou-se a construção de um modelo geológico que se aproximasse de reservatórios petrolíferos existentes na Bacia de Campos e que também permitisse sua representação através de diversos sistemas de simetria.

Foi, então, preparado um modelo geológico tridimensional composto de seis camadas e sete interfaces (Figura 3. 1). Para permitir comparações nas análises, este modelo apresenta variações laterais nas camadas 3, 4 e 5, alterando os parâmetros elásticos em função dos sistemas de simetria. As camadas 1, 2 e 6 não variam lateralmente. Para as camadas 3 e 5 foi também calculado o meio isotrópico de referência.

Neste capítulo serão apresentadas as relações das características geológicas com os sistemas de simetria, evidenciando em cada seção as propriedades elásticas atribuídas a cada camada do modelo (Figura 3. 2). Para ilustrar o comportamento da onda, serão também apresentadas as superfícies de velocidade de fase em pontos estratégicos.

3.1 Relação da estrutura interna das rochas com os sistemas de simetria

Parte do modelo geológico foi obtido de um campo petrolífero localizado na costa do Estado do Rio de Janeiro. Aproveitou-se parcialmente o modelo preparado por Abreu (1995), aumentando o refinamento e direcionando-o para o estudo proposto.

A lâmina d'água neste campo tem profundidade de aproximadamente 100m e o nível de maior interesse encontra-se abaixo de 2300m.

Do fundo do mar até esta profundidade, agrupou-se as litologias em um pacote doravante chamado de *pacote sedimentar*. Este pacote é isotrópico e heterogêneo, aumentando as velocidades P e S linearmente com o aumento da sua profundidade.

O reservatório, que será chamado simplesmente de *arenito*, varia lateralmente (ao longo do eixo x) de isotrópico a anisotrópico. Nesta porção pretende-se representar um sistema de fraturas verticais que aumenta de intensidade e volta a diminuir, de forma gradual, analogamente ao reservatório real do Campo em questão. Ele apresenta-se fraturado em planos preferencialmente verticais a subverticais formando uma rede natural de fraturamento, possivelmente responsável pela permeabilidade e controlando o comportamento de produção do sistema. Portanto o arenito pode ser aproximado, quando ocorre não fraturado, por um meio isotrópico. Na porção sul deste Campo, quando fraturado em planos verticais, será representado por um meio anisotrópico com eixo de simetria horizontal (TIH – transversalmente isotrópico com eixo de simetria horizontal).

Sobreposto e sotoposto ao reservatório, considerou-se um pacote de rochas com características típicas de capeador ou gerador de diversos campos petrolíferos, depositados em ambientes de baixa energia: os folhelhos. Foi escolhido um folhelho jurássico cujos parâmetros elásticos haviam sido determinados por Hornby (1995). Por apresentarem acamadamento horizontal foram aproximados por um meio anisotrópico TIV (transversalmente isotrópicos com eixo de simetria vertical), conforme citado na seção 2.4. Quando o sistema de fraturamento se instala sobre este meio, ele assume uma simetria ortorrômbica.

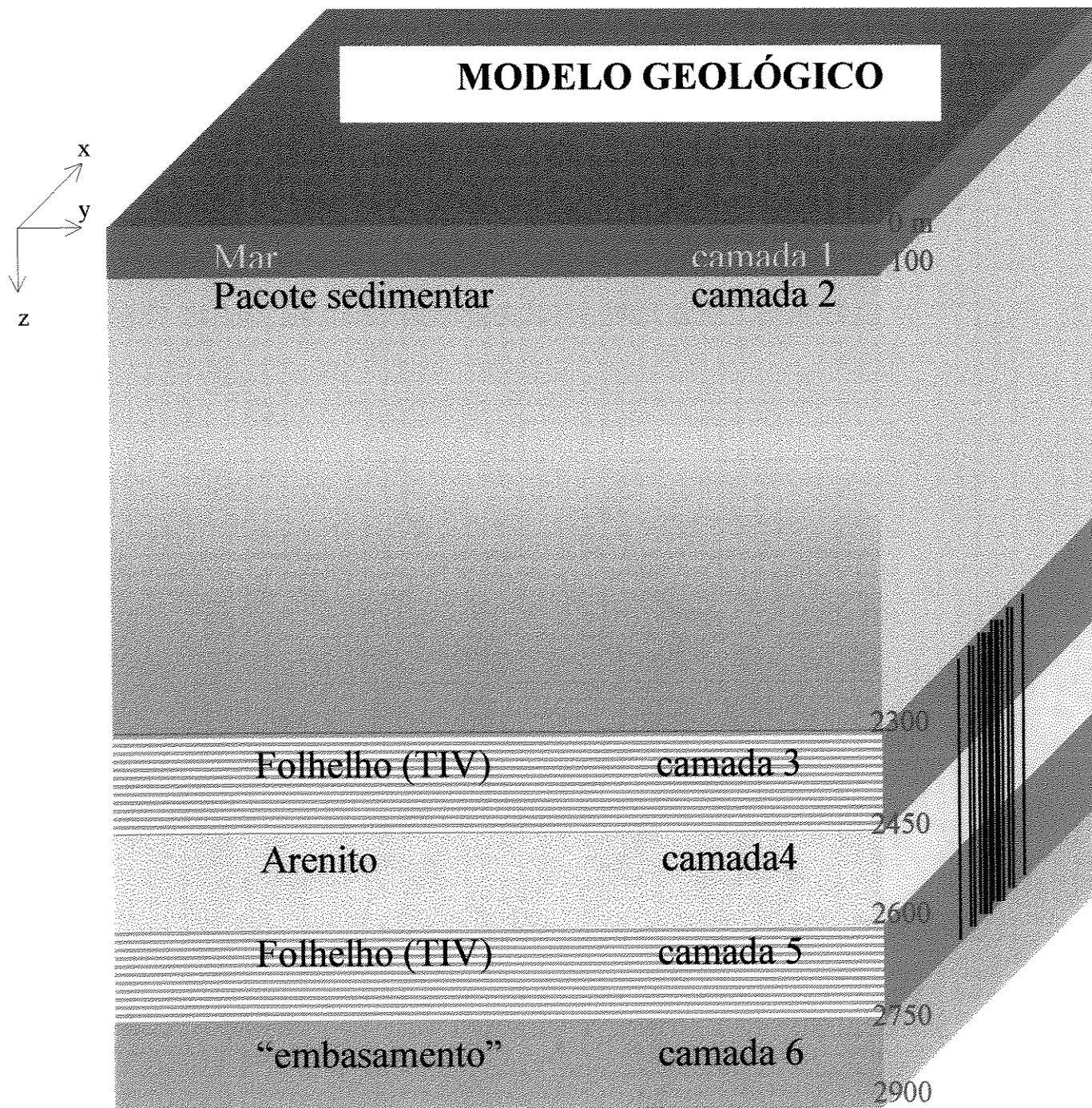


Figura 3. 1: Modelo geológico de 6 camadas (7 interfaces) plano-horizontais, com variação das propriedades ao longo dos eixos x (devido à zona fraturada) e z.

MODELO GEOLÓGICO SIMPLIFICADO

Camada 1: Mar	
Camada 2: Pacote Sedimentar <i>Seção 3.2.2</i>	
Camada 3: Folhelho	<i>Seções 3.2.3 (TIV) e 3.2.5 (ortorrômbico)</i>
Camada 4: Arenito	<i>Seções 3.2.4 (isotr) e 3.2.6 (TIH)</i>
Camada 5: Folhelho	<i>Seções 3.2.3 (TIV) e 3.2.5 (ortorrômbico)</i>
Camada 6: Embasamento	<i>Seção 3.2.7</i>

Figura 3. 2: Modelo geológico simplificado relacionando as camadas com as seções onde serão apresentadas suas propriedades.

Usualmente as zonas fraturadas variam de intensidade espacialmente, motivo pelo qual utilizou-se interpolação de distintas matrizes de parâmetros elásticos para modelar este comportamento. Ao longo da direção x (norte-sul) haveria o início e aumento do fraturamento, e posteriormente sua redução e desaparecimento.

Na parte basal do modelo assumiu-se uma camada, a qual será chamada de *embasamento*, necessária para fornecer o contraste de impedância permitindo reflexões da energia sísmica para a zona de interesse.

3.2 Definição dos parâmetros elásticos

As 6 camadas acima citadas apresentam as seguintes propriedades físicas:

3.2.1 Camada 1: mar

Meio acústico, tendo para a onda P velocidade $V_p = 1,5$ km/s e, para a onda S, $V_s = 0$ (zero), densidade de 1g/cm^3 e profundidades variando de 0 a 0,1km.

3.2.2 Camada 2: pacote sedimentar

Meio isotrópico, heterogêneo, com velocidades das ondas P e S variando linearmente na direção vertical, densidade de $2,25\text{ g/cm}^3$ e profundidades de 0,1 a 2,3km. Os valores de V_p foram originalmente estimados com base em análises de velocidades e as de V_s obtidas utilizando a mesma relação V_p/V_s do modelo base, conforme Tabela 3. 1:

Tabela 3.1: Parâmetros da camada 2 (pacote sedimentar) referentes ao modelo base e ao utilizado nesta modelagem.

Modelo	V_p (km/s)	V_s (km/s)	V_p / V_s	Observação
Base (Abreu, 1995)	2,54	1,49	1,705	Constantes na camada
Utilizado	1,9	1,115	1,705	na posição $z = 0,1\text{km}$
	3,18	1,865	1,705	na posição $z = 2,3\text{km}$

3.2.3 Camadas 3a e 5a: folhelho TIV

Meio homogêneo e anisotrópico com simetria TIV, coerente com as propriedades físicas originadas pelo sistema deposicional deste fácies. Densidade de $2,54\text{ g/cm}^3$ e profundidades variando de 2,3 a 2,45km (camada 3) e de 2,6 a 2,75km (camada 5).

Seus parâmetros elásticos foram obtidos em Hornby (1995). Neste artigo são relacionados diferentes parâmetros de acordo com as pressões confinantes a que a rocha está submetida. Analisou-se todos os conjuntos de c_{vw} para escolher o mais coerente com as

informações do campo de velocidades da camada. Os parâmetros a_{vw} obtidos pela divisão dos c_{vw} pela densidade do folhelho (2,54), são:

$$\begin{bmatrix} 13,19 & 5,55 & 5,83 & 0 & 0 & 0 \\ & 13,19 & 5,83 & 0 & 0 & 0 \\ & & 8,86 & 0 & 0 & 0 \\ & & & 1,97 & 0 & 0 \\ & & & & 1,97 & 0 \\ & & & & & 3,82 \end{bmatrix}$$

3.2.4 Camada 4a: arenito isotrópico

Meio isotrópico e homogêneo com densidade de $2,4 \text{ g/cm}^3$ e profundidades variando de 2,45 a 2,6 km. Os parâmetros elásticos desta camada foram obtidos de Tinen (1998). De modo análogo ao que foi feito para o folhelho, dividindo-se os c_{vw} pela densidade do arenito (2,4) chegou-se aos parâmetros elásticos a_{vw} :

$$\begin{bmatrix} 14,52 & 5,36 & 5,36 & 0 & 0 & 0 \\ & 14,52 & 5,36 & 0 & 0 & 0 \\ & & 14,52 & 0 & 0 & 0 \\ & & & 4,58 & 0 & 0 \\ & & & & 4,58 & 0 \\ & & & & & 4,58 \end{bmatrix}$$

Visto que $(Vp)^2 = a_{11}$ e $(Vs)^2 = a_{44}$, temos para esta camada $Vp = 3,81\text{km/s}$ e $Vs = 2,14\text{km/s}$.

Cabe ressaltar que as velocidades da onda P foram originalmente extraídas de um perfil sônico, já que os valores obtidos através nas análises de velocidade apresentaram desvios consideráveis para o intervalo do reservatório. Já a relação de Vp/Vs foi obtida a partir de ensaios laboratoriais conduzidos pela PETROBRAS / CENPES para 8 amostras da zona do reservatório (Abreu, 1995).

3.2.5 Camadas 3b e 5b: folhelho ortorrômbico

A camada de folhelho é composta pela combinação de 2 porções distintas (Figura 3. 3), uma parte homogênea, com simetria TIV, e outra heterogênea e ortorrômbica representando uma zona de fraturas com largura de 2 km. A intensidade do fraturamento aumenta na direção x , de $x_1 = 14\text{km}$ até $x_2 = 15$ de 0 a 7%, diminuindo novamente de 7 a 0% deste ponto até $x_3 = 16\text{km}$.

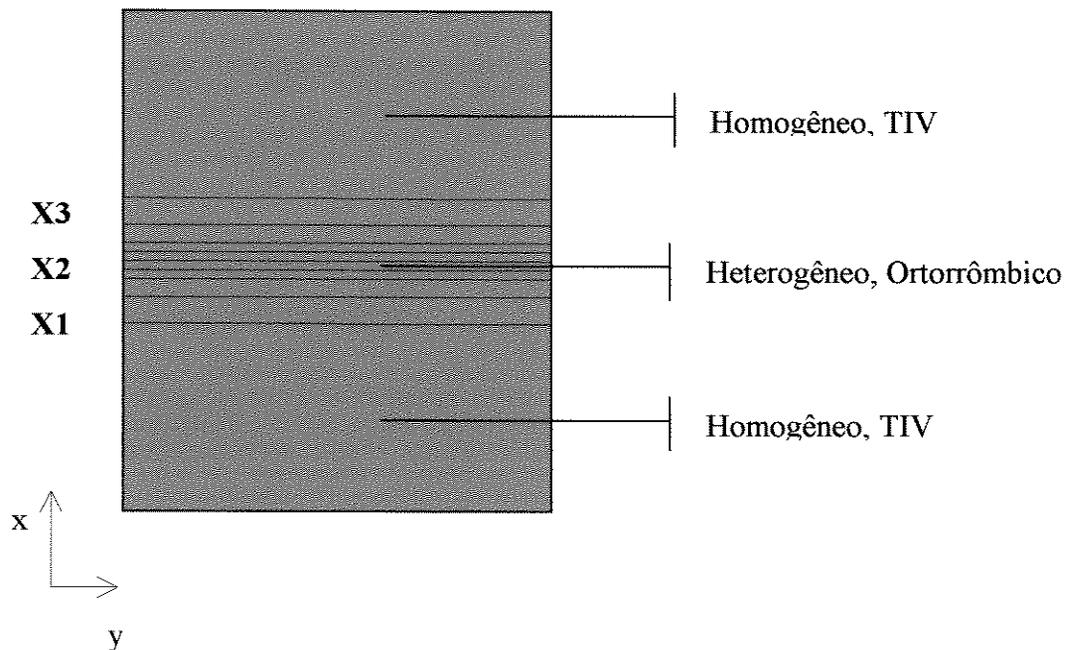


Figura 3. 3: Variação das propriedades físicas do folhelho ao longo do eixo x .

Para a entrada de dados no programa Anray, os parâmetros elásticos foram definidos em nós de uma malha superposta à camada. Desta forma foi possível simular a variação da densidade de fraturas ao longo do eixo x . A função interpoladora utilizada foi a *spline* bicúbica que, ao garantir que pelo menos a primeira e segunda derivadas são contínuas, é adequada para a utilização do método do raio. Portanto os pontos assinalados por x_1 e x_3 correspondem a uma matriz de parâmetros elásticos referente ao folhelho TIV, e no ponto x_2 ao folhelho ortorrômbico.

Diversas são as possibilidades para a obtenção dos parâmetros referentes ao folhelho ortorrômbico. Optou-se pelo procedimento abaixo descrito pois este evidencia a influência da parcela de fratura nos parâmetros elásticos e preserva o sentido físico do experimento, apesar de não obedecer a um formalismo mais rigoroso. Estes parâmetros elásticos foram calculados

pela diferença entre os parâmetros elásticos do arenito isotrópico e os do arenito fraturado em 7%. Esta diferença foi então descontada do folhelho TIV, resultando nos parâmetros elásticos do folhelho ortorrômbico, ou seja:

$$c_{ijkl}(\text{ORTO}) = c_{ijkl}(\text{TIV}) - [c_{ijkl}(\text{arenito ISO}) - c_{ijkl}(\text{arenito fraturado})]. \quad (3.1)$$

Para introduzir os parâmetros no modelo necessita-se dos a_{vw} . Dividiu-se, portanto, os c_{vw} pela densidade (2,54), obtendo-se:

$$\begin{bmatrix} 10,37 & 4,51 & 4,79 & 0 & 0 & 0 \\ & 12,80 & 5,44 & 0 & 0 & 0 \\ & & 8,47 & 0 & 0 & 0 \\ & & & 1,97 & 0 & 0 \\ & & & & 1,34 & 0 \\ & & & & & 3,19 \end{bmatrix}$$

3.2.6 Camada 4b: arenito TIH

Esta camada tem também 2 porções distintas. Nas mesmas posições (x_1 - x_3) e x_2 descritas na subseção 3.2.5, que agora correspondem a meios isotrópico e TIH, respectivamente, utilizou-se a *spline* bicúbica como função interpolação dos parâmetros elásticos, simulando uma zona fraturada que atingiu reservatório e capeador da mesma forma. Esquemáticamente, esta camada é representada na Figura 3. 4:

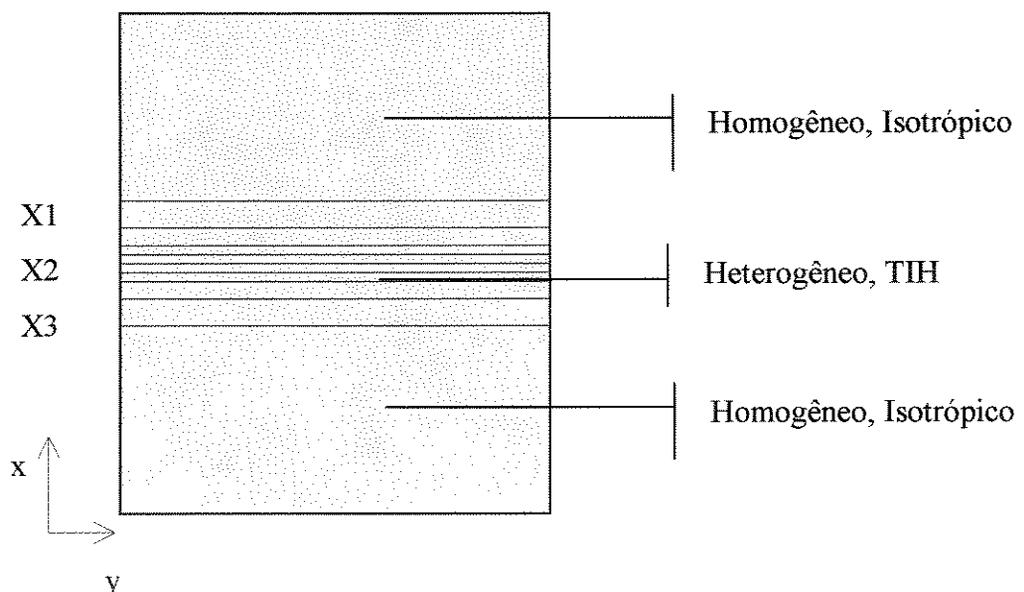


Figura 3. 4: Variação das propriedades físicas do arenito ao longo do eixo x.

A zona sem fratura é homogênea e isotrópica, constando seus parâmetros elásticos a_{vw} na subseção 3.2.4. A zona fraturada é representada pelos parâmetros c_{ijkl} calculados em Tinen (1998), que calculou os parâmetros elásticos do meio equivalente fraturado utilizando a teoria de Hudson (1980, 1981). Para utilizá-los no programa de modelagem, bastou repetir o procedimento anteriormente adotado, dividindo os parâmetros elásticos pela densidade (2,40), obtendo-se os parâmetros elásticos a_{vw} do arenito TIIH, fraturado em 7%:

$$\begin{bmatrix} 11,54 & 4,26 & 4,26 & 0 & 0 & 0 \\ & 14,11 & 4,95 & 0 & 0 & 0 \\ & & 14,11 & 0 & 0 & 0 \\ & & & 4,58 & 0 & 0 \\ & & & & 3,91 & 0 \\ & & & & & 3,91 \end{bmatrix}$$

3.2.7 Camada 6: embasamento

Incluída no modelo apenas para permitir reflexões na sua interface superior, possui velocidade da onda P de 4,3 km/s e da onda S de 2,6 km/s; densidade de 2,6 g/cm³ e profundidades variando de 2,75 a 2,9km.

3.2.8 Camadas 3c e 5c: folhelho isotrópico de referência em relação ao folhelho TIV

Os parâmetros do folhelho isotrópico de referência foram obtidos de acordo com as formulações de Fedorov (1968), Pšenčík & Gajewski (1998) e Mensch & Rasolofosaon (1997), utilizando as seguintes equações:

$$V_p^2 = \frac{1}{15} (a_{iikk} + 2 a_{iik}) \text{ e} \quad V_s^2 = \frac{1}{30} (3 a_{iik} - a_{iikk}), \quad (3. 2)$$

resultando em $V_p = 3,378$ km/s e $V_s = 1,659$ km/s.

Um resumo das propriedades físicas das camadas que compõem este modelo encontra-se na Tabela 3. 1.

Tabela 3. 1: Resumo das propriedades físicas das camadas do modelo.

Camada	Profundidade (km)	Densidade (g/cm ³)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Parâmetros Elásticos	
					Zona sem fraturas	Zona com fraturas
1 (mar)	0 a 0,1	1,00	1,500	0	(subseção 3.2.1)	
2 (pacote sedimentar)	0,1 a 2,3	2,25	1,900 a 3,180	1,115 a 1,865	(subseção 3.2.2)	
3 (folhelho)	2,3 a 2,45	2,54	3,378 iso ref	1,659	TIV (subseção 3.2.3)	ORTO (subseção 3.2.5)
4 (arenito)	2,45 a 2,6	2,40	--	--	ISO (subseção 3.2.4)	TIH (subseção 3.2.6)
5 (folhelho)	2,6 a 2,75	2,54	3,378 iso ref	1,659	TIV (subseção 3.2.3)	ORTO (subseção 3.2.5)
6 (embas.)	2,75 a 2,9	2,60	4,300	2,600	(subseção 3.2.7)	

3.3 Análise da anisotropia das camadas

Para caracterizar e comparar a anisotropia das camadas deste modelo, utilizou-se os parâmetros definidos por Pšenčík & Gajewski (1998), que são uma generalização dos parâmetros introduzidos por Thomsen (1986). A formulação de Thomsen é válida apenas em meios transversalmente isotrópicos com eixo de simetria vertical, enquanto os outros podem ser usados para qualquer sistema de simetria. Contrastando ainda com os parâmetros de Thomsen, os de Pšenčík e Gajewski são linearmente relacionados com os parâmetros elásticos normalizados pela densidade.

Além de serem apropriadas para meios fracamente anisotrópicos, as equações já foram testadas em anisotropia fortes e apresentaram resultados satisfatórios (Pšenčík & Gajewski, 1998).

Estes parâmetros tem propriedades comuns aos de Thomsen, das quais destacam-se:

- são adimensionais, permitindo atribuir uma percentagem de anisotropia para uma camada;
- são reduzidos a zero em caso de isotropia.

Para a caracterização das camadas do modelo foram utilizadas as Equações (3. 3) e (3. 4):

$$\varepsilon_x = \frac{a_{11} - \alpha^2}{2\alpha^2}, \quad \varepsilon_y = \frac{a_{22} - \alpha^2}{2\alpha^2}, \quad \varepsilon_z = \frac{a_{33} - \alpha^2}{2\alpha^2}, \quad (3. 3)$$

$$\delta_x = \frac{a_{13} + 2a_{55} - \alpha^2}{\alpha^2}, \quad \delta_y = \frac{a_{23} + 2a_{44} - \alpha^2}{\alpha^2}, \quad \delta_z = \frac{a_{12} + 2a_{66} - \alpha^2}{\alpha^2}. \quad (3. 4)$$

Na Tabela 3. 2 encontram-se os parâmetros para caracterizar a anisotropia das camadas do modelo em estudo. Percebe-se que os valores da anisotropia das camadas depende da direção considerada. O folhelho TIV atinge o maior índice de anisotropia (48,9%), enquanto o arenito TIH possui os menores valores, com exceção do δ_x .

Tabela 3. 2: Caracterização das camadas anisotrópicas do modelo através dos parâmetros estabelecidos por Pšenčík & Gajewski (1998).

Camadas anisotrópicas	Parâmetros para caracterizar a anisotropia das camadas (%)					
	ε_x	ε_y	ε_z	δ_x	δ_y	δ_z
Folhelho TIV	24,4	24,4	0	10,2	10,2	48,9
Folhelho ORTO	11,2	25,6	0	11,9	10,7	28,5
Arenito TIH	9,1	0	0	14,3	0	14,3

A Figura 3. 5 mostra a variação de ε_x no folhelho e no arenito no plano xz, perpendicular ao plano das fraturas. Observar que neste plano (xz) o folhelho ortorrômbico é "menos anisotrópico" que o folhelho TIV. Para esta camada, à medida que a intensidade do fraturamento aumenta, sua anisotropia diminui. Em relação à camada de arenito, como é evidente, o arenito TIH, é mais anisotrópico que o sem fraturas.

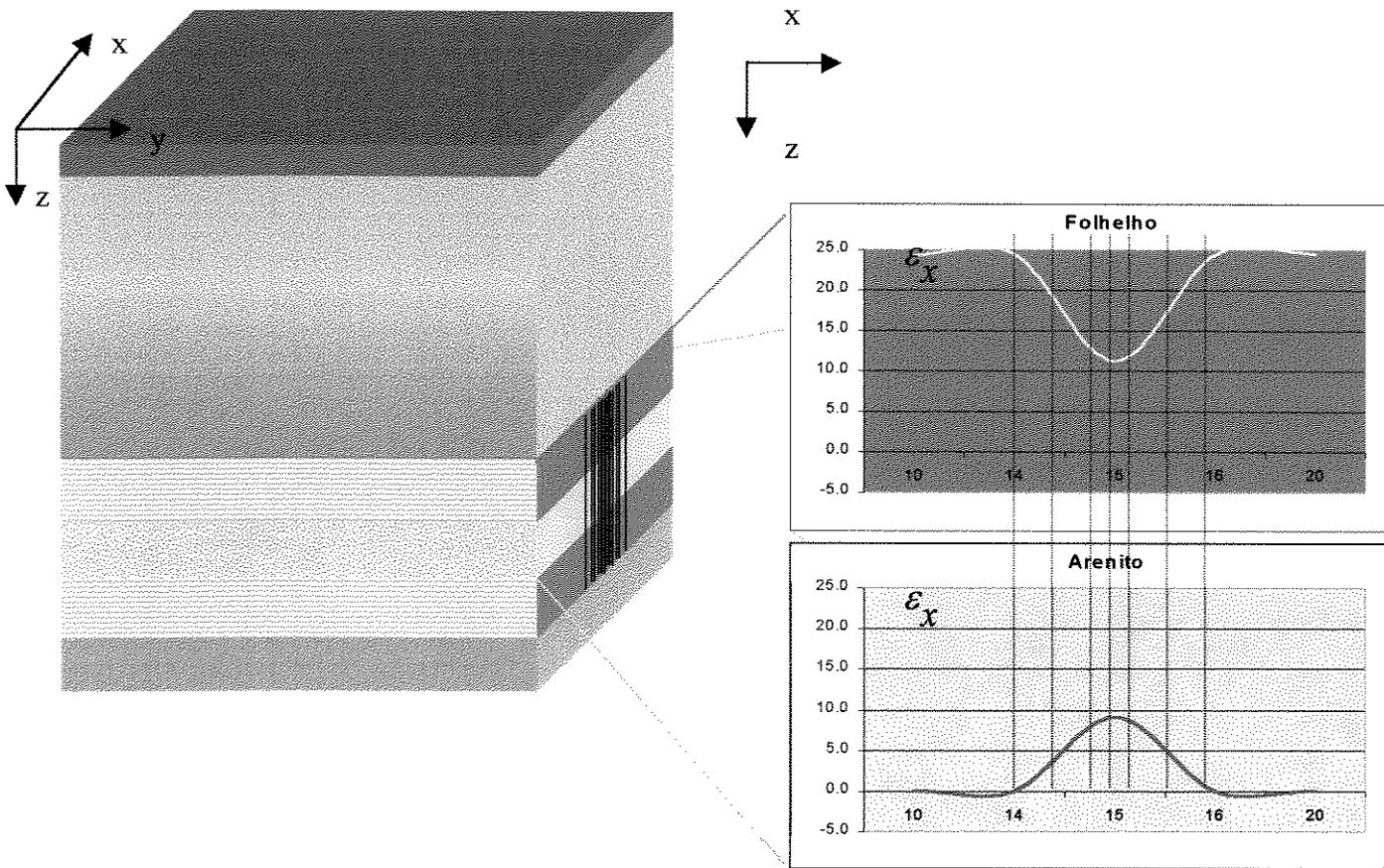


Figura 3. 5: Variação (plano xz) do comportamento do parâmetro de anisotropia ε_x nas camadas de folhelho e arenito ao longo do eixo x, atravessando a zona fraturada (x = 14 a 16km).

3.4 Superfícies de velocidade de fase

A propagação de ondas sísmicas em meios anisotrópicos depende da direção. Pode-se mostrar este comportamento em três superfícies diferentes: a de vagarosidade, a de velocidade de fase ou a de velocidade de grupo. Optou-se por utilizar as superfícies de velocidade de fase para caracterizar o modelo em estudo.

Portanto, cada raio das superfícies de velocidade de fase corresponde à velocidades de fase de cada onda, e são inversamente proporcionais ao vetor vagarosidade. Nos meios anisotrópicos, a superfície de velocidade de fase possui três folhas representando a velocidade de fase da onda qP (externa) e as velocidades das ondas qS1 e qS2 (internas). Para os meios isotrópicos as superfícies são duas esferas concêntricas representando as velocidades das ondas P e S.

Para ilustrar a variação da velocidade de fase em relação à direção de propagação de onda, calculou-se essas superfícies em todas as camadas do modelo, sendo que nas heterogêneas foram calculadas várias procurando ilustrar a variação da propriedade com a posição. Nos gráficos apresentados nesta seção, além dos dados de velocidade de fase, são sempre traçados 3 círculos concêntricos para servir de escala: o círculo externo corresponde ao valor máximo dos dados e os outros círculos tem raios correspondentes a $2/3$ e $1/3$ do valor máximo. Nos cortes verticais, o ângulo 0 (zero) corresponde ao sentido positivo do eixo x e o ângulo 90 ao sentido positivo do eixo z. Nos cortes horizontais, o ângulo 0 (zero) corresponde ao sentido positivo do eixo y e o ângulo 90 ao sentido positivo do eixo x.

Nas subseções 3.4.1 a 3.4.5 serão apresentados cortes verticais das superfícies de velocidade de fase e na subseção 3.4.6 cortes horizontais nas camadas 3 e 4 na zona fraturada.

3.4.1 Camada 1: mar

Como a camada superior (mar) deste modelo é isotrópica e possui propriedades acústicas, há apenas uma superfície de velocidade de fase, que corresponde à onda P (linha de cor magenta na Figura 3. 6).

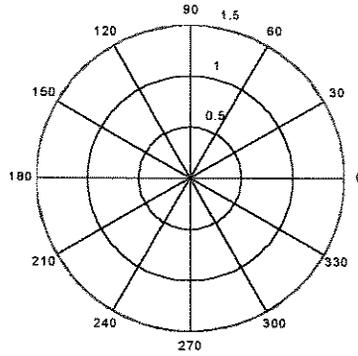


Figura 3. 6: Corte da superfície de velocidade de fase (V_p) da camada 1 (mar).

3.4.2 Camada 2: pacote sedimentar

As próximas superfícies correspondem ao pacote sedimentar, camada 2. Por ser um meio isotrópico, apresenta apenas duas folhas, as quais correspondem às ondas P (externa) e S (interna). Porém devido ao aumento das velocidades na vertical, os raios das folhas inferiores são maiores que o das superiores:

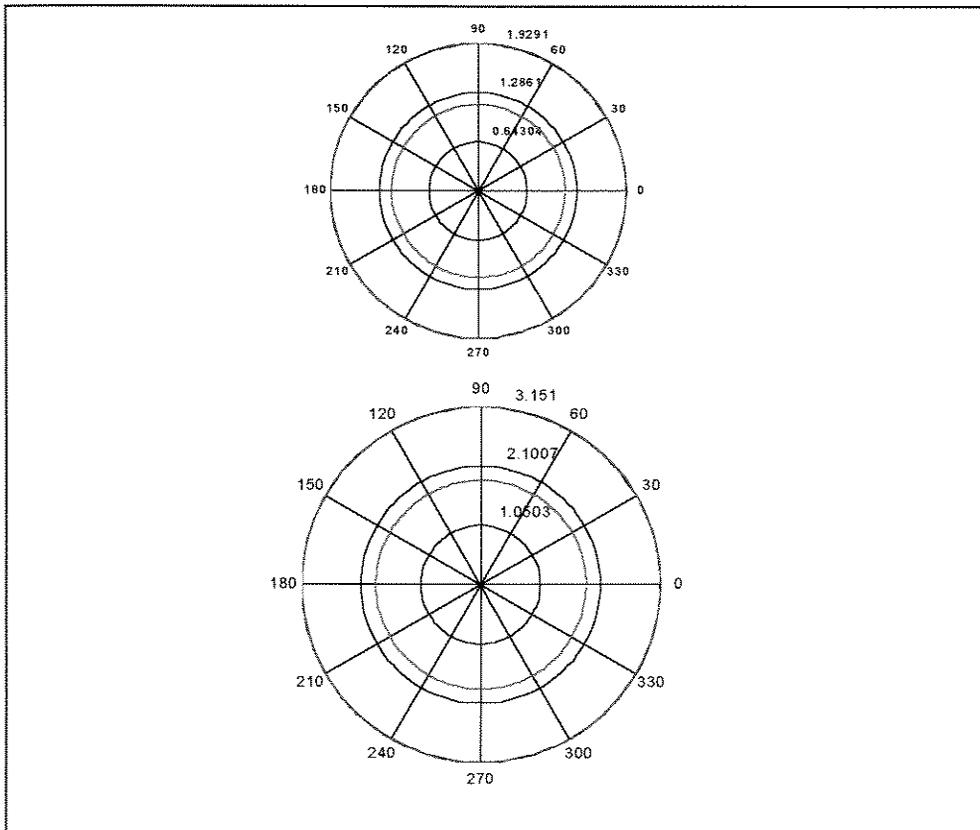


Figura 3. 7: Cortes das superfícies de velocidades de fase (V_p e V_s) da camada 2 (pacote sedimentar) em pontos próximos às suas porções superior e inferior.

3.4.3 Camadas 3 e 5: folhelho

O folhelho correspondente às camadas 3 e 5 será analisado com 3 enfoques: pelas suas velocidades de fase obtidas como equivalentes (isotrópico de referência) à do folhelho TIV; pelas superfícies correspondentes ao próprio folhelho TIV; e pelo conjunto de superfícies que caracterizam o folhelho fraturado e que variam ao longo da direção x (além dos cortes horizontais da seção 3.4.6).

• *Folhelho isotrópico de referência*

Percebe-se que as superfícies representadas na Figura 3. 8, por ser de um meio isotrópico, tem velocidades das ondas P (externa) e S (interna) iguais para todas as direções (são na realidade cortes de uma esfera), sendo, obviamente, aquela maior que esta.

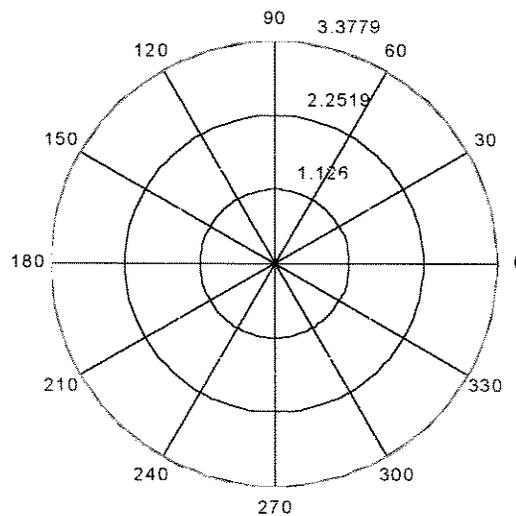


Figura 3. 8: Corte das superfícies de velocidade de fase das camadas 3 e 5 (folhelho) considerando meio isotrópico de referência (V_p em verde e V_s em amarelo).

• *Folhelho anisotrópico (TIV), homogêneo*

O folhelho TIV por ser anisotrópico tem suas velocidades de fase variando com a direção. A folha mais externa representa a velocidade da onda qP , e as internas as das ondas $qS1$ e $qS2$. Estas se tocam nas extremidades verticais, evidenciando a existência de eixo de simetria vertical paralelo ao eixo z . Perpendicular a este eixo as propriedades não variam, ou

seja, o plano horizontal é azimutalmente isotrópico e as velocidades de fase seriam representadas por um círculo.

Interessante observar que os parâmetros obtidos através do meio equivalente de referência (em verde e amarelo nas Figuras 3.8 e 3.9) representam uma aproximação média das propriedades do TIV.

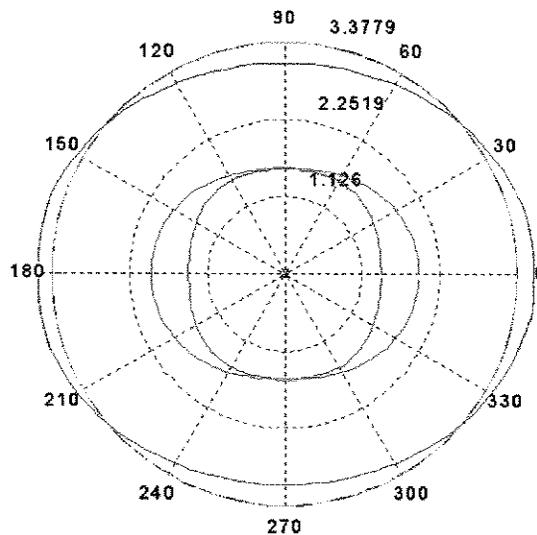


Figura 3. 9: Corte no plano xz das superfícies de velocidade de fase qP (magenta), qS1 (azul) e qS2 (vermelho) das camadas 3 e 5 (folhelho) com simetria TIV. Comparar com as linhas do meio isotrópico de referência da Figura 3. 8, representadas em verde e amarelo.

• ***Folhelho anisotrópico (ortorrômbico), heterogêneo***

A camada de folhelho considerada como tendo originalmente simetria TIV, ao sofrer fraturamento por planos verticais passa a apresentar-se ortorrômbica, tendo então 3 planos perpendiculares de simetria. Um destes planos é horizontal e coincidente com os planos de acamamento, e os outros dois são verticais (um perpendicular e outro paralelo aos planos de fratura). Além da mudança do sistema de simetria anisotrópico, na porção fraturada há a alteração para um comportamento heterogêneo, visto as propriedades físicas variarem de acordo com a posição (e intensidade do fraturamento).

A densidade de fratura varia na direção x , aumentando de 0% (TIV) na posição $x = 14\text{km}$ até 7%, em $x = 15\text{km}$, voltando a decrescer para 0% desta posição até $x = 16\text{km}$. Esta observação é válida também para a camada de arenito, uma vez que a zona fraturada atinge as camadas 3, 4 e 5.

Para investigar o comportamento das velocidades de fase foram escolhidos pontos ao longo do eixo x , conforme esquematizado na Figura 3. 10.

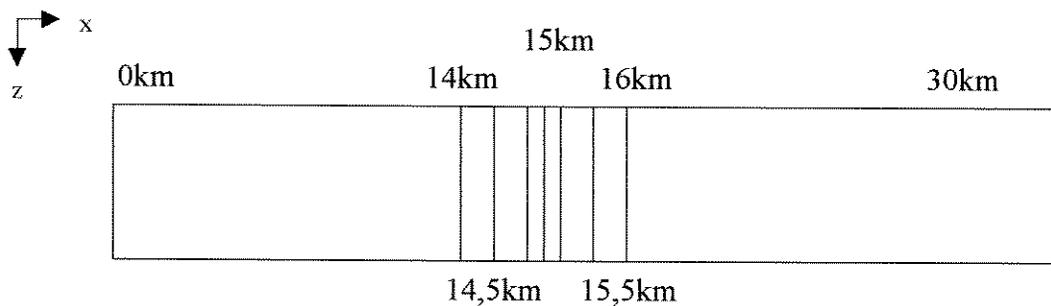


Figura 3. 10: Posições ao longo do eixo x onde foram analisadas as superfícies de velocidade de fase para as camadas 3, 4 e 5. Da posição $x = 0\text{km}$ a $x = 14\text{km}$ e de $x = 16\text{km}$ a $x = 30\text{km}$ as propriedades são constantes (TIV).

Na Figura 3. 11 será apresentada uma visão geral dos cortes verticais das superfícies de velocidades de fase atravessando a zona fraturada (eixo x) e, nas 3 figuras seguintes, a variação de cada onda individualmente naquela direção.

Percebe-se que há uma simetria das propriedades em relação à posição de máxima intensidade de fraturamento: ou seja, tanto os gráficos a e e como os b e d são iguais. As folhas internas referentes às ondas $qS1$ e $qS2$ separam-se à medida que o meio fica mais fraturado, indicando um aumento do grau de anisotropia com o aumento das fraturas. As direções de singularidade, onde as velocidades $qS1$ e $qS2$ tem a mesma velocidade, aumentam de 1 direção (gráficos a e e) para 2 direções (gráficos b , c e d) e nessas mesmas posições deixam de ser verticais para serem oblíquas.

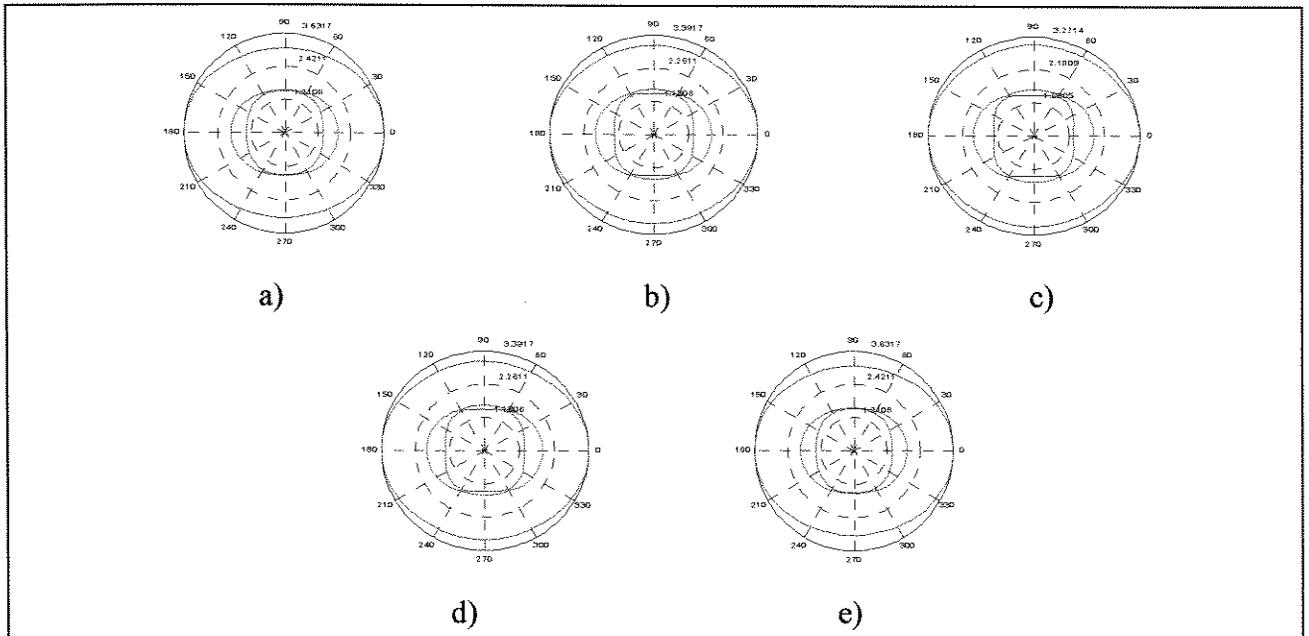


Figura 3. 11: Corte no plano xz das superfícies de velocidade de fase da camada 3 (folhelho), variando o grau de fraturamento: a) 0% em $x = 14\text{km}$ (TIV); b) $x = 14,5\text{km}$; c) 7% (máximo) em $x = 15\text{km}$ (ortorrômbico); d) $x = 15,5\text{km}$; e) 0% em $x = 16\text{km}$ (TIV).

Para facilitar a visualização, as superfícies da Figura 3.11 serão reagrupadas pelo tipo de onda (qP, qS1 e qS2), gerando as 3 figuras seguintes.

Os raios das folhas correspondentes à onda qP diminuem sutilmente de $x = 14$ para $x = 15\text{km}$, conforme mostra a Figura 3. 12. Este comportamento está de acordo com seus parâmetros elásticos expressos nas subseções 3.2.3 e 3.2.5: folhelho TIV [$a_{11} = 13,19$; $a_{33} = 8,86$]; folhelho ORTO [$a_{11} = 10,37$; $a_{33} = 8,47$]. Ou seja, a velocidade vai ficando menor para todas as direções neste plano, sendo que as diferenças são muito pequenas para a direção do eixo vertical (z). Em outras palavras, a onda qP é sensível à intensidade de fraturamento ou heterogeneidade ao se propagar em diferentes direções, exceto na direção acima citada.

A forma destas folhas no sentido do maior fraturamento fica mais próxima de um círculo, coerente com a análise de anisotropia da seção 3.3: ϵ_x do folhelho TIV = 24,4% e ϵ_x do folhelho ORTO = 11,2%.

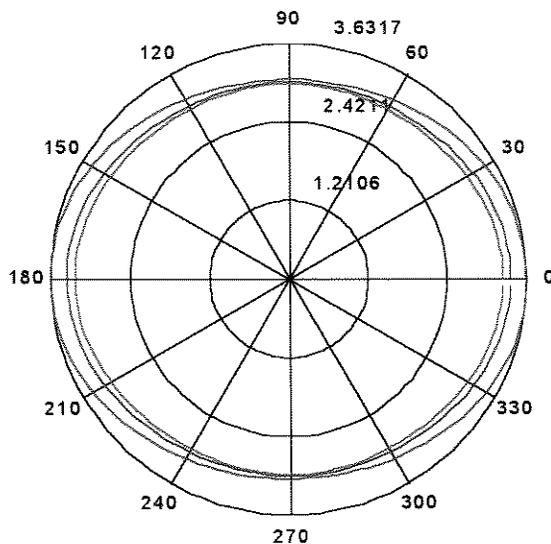


Figura 3. 12: Cortes no plano xz das superfícies de velocidade de fase (qP) nas posições $x = 14\text{km}$ e $x = 16\text{km}$ (vermelha); $x = 14,5\text{km}$ e $x = 15,5\text{km}$ (magenta); e $x = 15\text{km}$ (azul).

Em relação às ondas cisalhantes, a não esfericidade das suas folhas (suas velocidades de fase são distintas conforme a direção que se propagam) reflete a presença de anisotropia em todas as posições. Tanto a onda qS1 quanto a qS2 são também sensíveis ao grau de fraturamento, pois à medida que aumenta a intensidade das fraturas, mostram uma tendência à diminuição da velocidade de fase (Figuras 3.13 e 3.14: vermelho para magenta, e desta para azul).

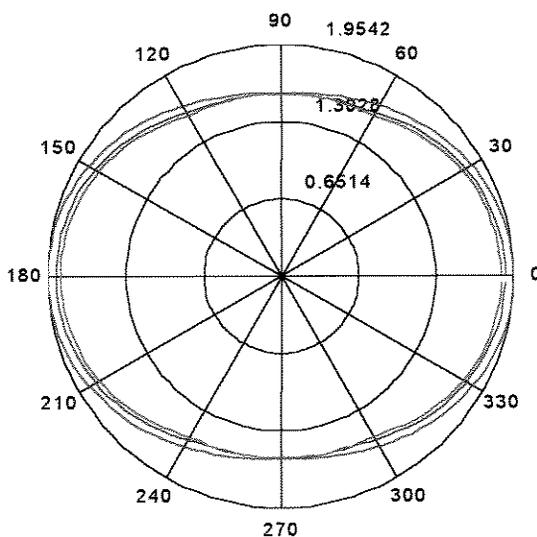


Figura 3. 13: Cortes no plano xz das superfícies de velocidade de fase (qS1) nas posições $x = 14\text{km}$ e $x = 16\text{km}$ (vermelha); $x = 14,5\text{km}$ e $x = 15,5\text{km}$ (magenta); e $x = 15\text{km}$ (azul).

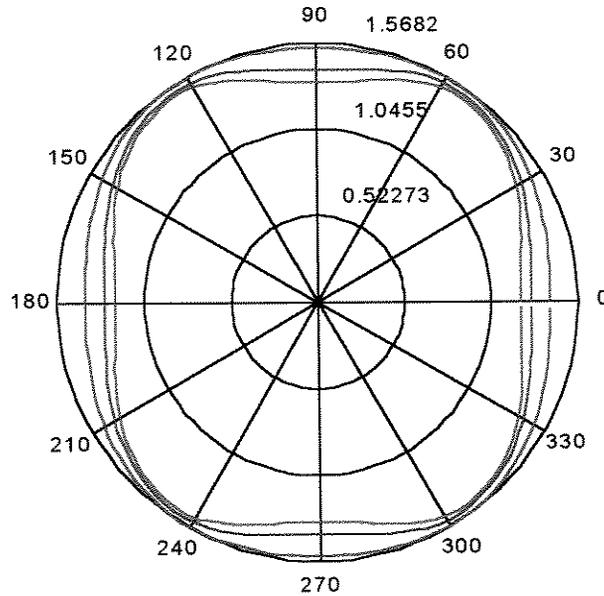


Figura 3. 14: Cortes no plano xz das superfícies de velocidade de fase (qS2) nas posições $x = 14\text{km}$ e $x = 16\text{km}$ (vermelha); $x = 14,5\text{km}$ e $x = 15,5\text{km}$ (magenta); e $x = 15\text{km}$ (azul).

3.4.4 Camada 4: arenito

A camada 4 constitui-se de um arenito que lateralmente passa de isotrópico a anisotrópico (TIH, com eixo de simetria paralelo ao eixo x), e será a seguir analisada nessas duas porções.

• Arenito isotrópico (homogêneo)

Semelhante à camada 2, a sua característica isotrópica faz com que as velocidades de propagação sejam constantes para qualquer direção. O corte vertical na folha externa, representada por linha de cor magenta, corresponde à onda P, de maior velocidade e a interna, de cor azul, à onda S (Figura 3. 15).

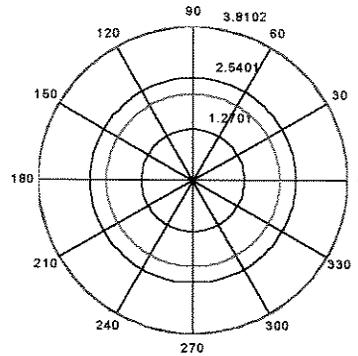


Figura 3. 15: Corte no plano xz da superfícies de velocidade de fase (V_p em magenta, V_s em azul) para a camada 5 (arenito isotrópico).

• ***Arenito anisotrópico (TIH), heterogêneo***

Para a camada 4 (arenito), a seqüência de folhas representativas das superfícies de velocidade de fase com o aumento do fraturamento é um pouco diferente que a do folhelho. Até a posição $x = 14\text{km}$ há apenas duas folhas (ondas P e S) porque o meio é isotrópico. Ao se afastar deste ponto para a zona com fraturas, o meio passa a ser anisotrópico; apresenta, então, 3 folhas (qP, qS1 e qS2). Por também ser heterogêneo, a forma das folhas varia com a posição (Figura 3.16). A direção de singularidade é paralela ao eixo x, onde as folhas internas se tocam, de maneira que no plano perpendicular, que contém os eixos y e z, as propriedades físicas não variam. Um corte no plano citado, na superfície tridimensional que são estas folhas, resulta em um círculo.

As duas ondas cisalhantes existentes na região com fraturas sofrem a influência desta de modos distintos. Para a direção de propagação vertical a onda qS2 está polarizada na direção x, perpendicular aos planos de fraturamento, tendo velocidade menor. Já a onda qS1 por estar polarizada na direção y, paralela aos planos de fraturamento, possui velocidade maior que a qS2.

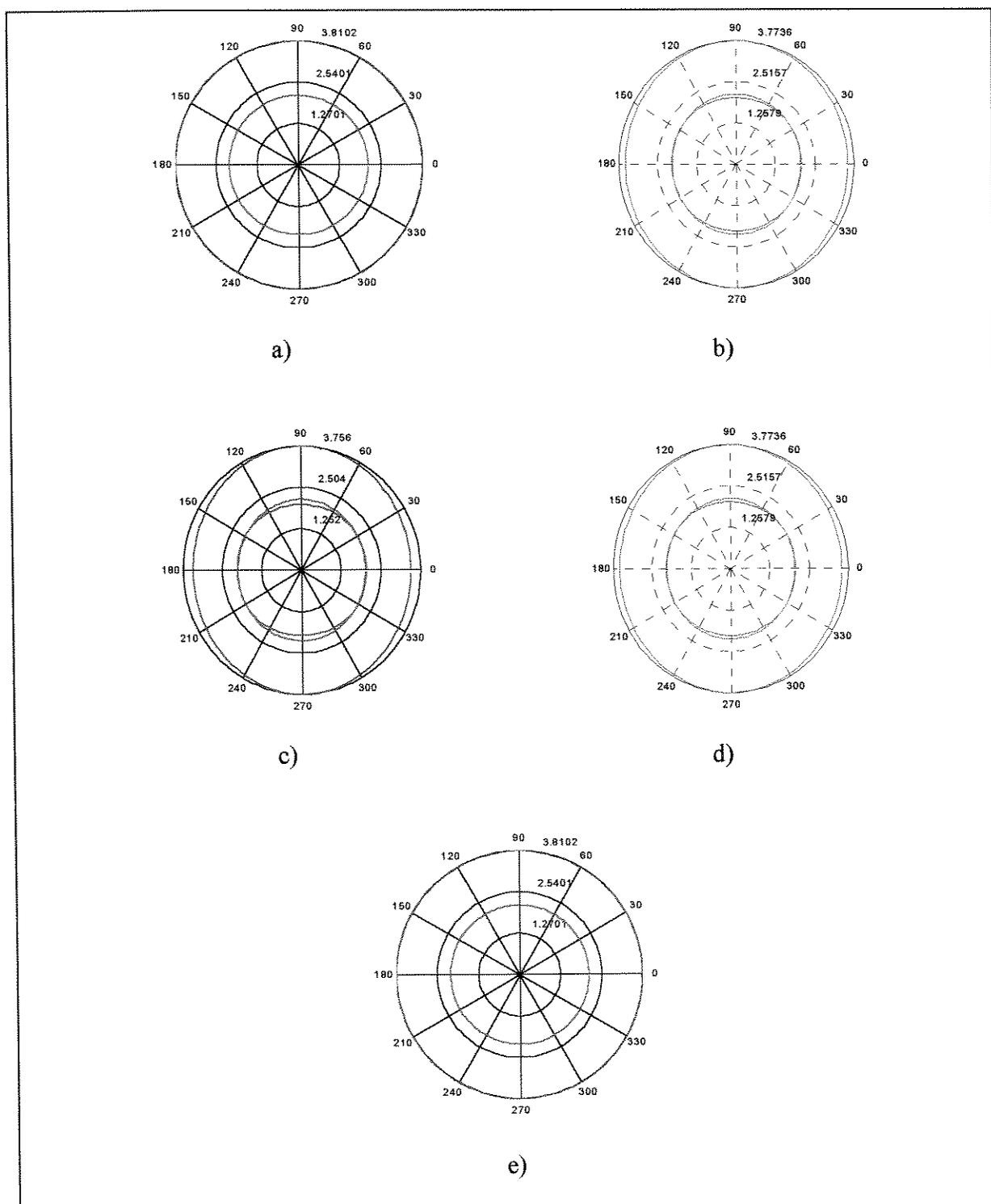


Figura 3. 16: Cortes no plano xz das superfícies de velocidades de fase para a camada 4 (arenito) para posições distintas ao longo do eixo x: a) $x = 14\text{km}$; b) $x = 14,5\text{km}$; c) $x = 15\text{km}$; d) $x = 15,5\text{km}$; e) $x = 16\text{km}$.

Comparando-se as superfícies de velocidade de fase do folhelho (Figura 3. 11) com as do arenito (Figura 3. 16), pode-se também observar que as superfícies deste são um pouco maiores que daquele, indicando que suas velocidades para as ondas qP, qS1 e qS2 são maiores, considerando mesmas direções. Esta análise está também coerente com a comparação entre os parâmetros elásticos destes meios, sendo os termos a_{11} , a_{22} , a_{33} do arenito (subseção 3.2.6) maiores que os do folhelho (subseção 3.2.5).

3.4.5 Camada 6: embasamento

Esta camada é isotrópica. Apresenta, portanto, apenas 2 superfícies de velocidade de fase: P (linha magenta, externa) e S (linha azul, interna).

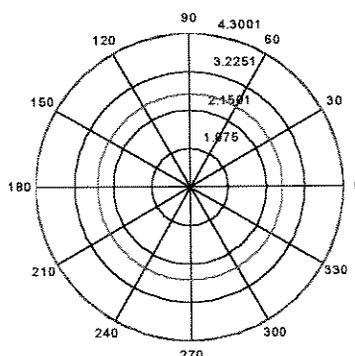


Figura 3. 17: Corte no plano xz da superfície de velocidade de fase da camada 6 (embasamento) (V_p em magenta, V_s em azul).

3.4.6 Cortes horizontais das superfícies de velocidades de fase na zona fraturada

Para analisar o comportamento das velocidades de fase nos planos horizontais para a zona fraturada, escolheu-se as seguintes posições: $x = [14\text{km} - 14,5\text{km} - 15\text{km}]$ (aumentando o fraturamento); $y = [10\text{km}]$; $z = [2,375\text{km} \text{ (folhelho)} - 2,525\text{km} \text{ (arenito)}]$, resultando 6 gráficos.

• Cortes horizontais das superfícies de velocidades de fase no folhelho

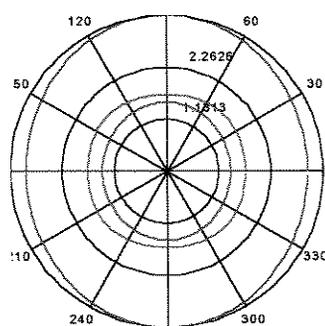
Na posição $x = 14\text{km}$ o folhelho (camadas 3 e 5) é azimutalmente isotrópico (simetria TIV). Ou seja, as ondas qP, qS1 e qS2 não variam neste plano (xy), conforme mostrado pela Figura 3. 18 *a*. À medida que a coordenada do eixo x cresce de 14 até 15km, aumentando, portanto, o grau de fraturamento, mais distintas de um círculo ficam as superfícies em questão (simetria ortorrômbica) (Figura 3.18 *b* e *c*). Observar que nesse plano não há direções de singularidade.

• Cortes horizontais das superfícies de velocidades de fase no arenito

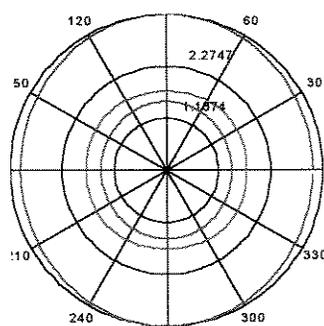
Para a camada 4 (arenito), os cortes horizontais nas superfícies de velocidade de fase (Figura 3. 19) ilustram a seguinte alteração: passagem gradual de um meio isotrópico para um com simetria TIH. O primeiro corresponde à posição $x = 14\text{km}$ e possui apenas 2 círculos (P e S). Nas demais posições, como o meio é anisotrópico, estão presentes as 3 ondas (qP, qS1 e qS2) cujas velocidades variam com a direção. No máximo de fraturamento do meio ($x = 15\text{km}$) há a máxima diferença de velocidade com a direção. Observar a existência de 1 direção de singularidade paralela a x (eixo vertical da Figura 3.19).

Tanto para o folhelho quanto para o arenito, a maior variação das velocidades (inclusive da onda qP, mais fácil de ser adquirida) com a direção, no plano horizontal, dá-se na posição de maior fraturamento.

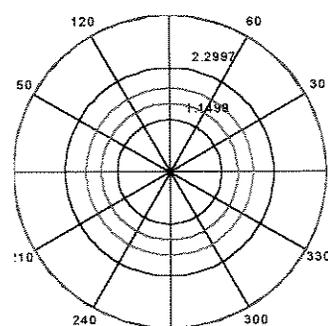
Para cortes horizontais no arenito na região com fraturas, as duas ondas cisalhantes também sofrem a influência desta de modos distintos. Para a direção de propagação na direção y, por exemplo (linha horizontal da Figura 3. 19 *b* e *c*), a onda qS2 está polarizada na direção x, perpendicular aos planos de fraturamento, tendo velocidade menor. Já a onda qS1 por estar polarizada na direção z, paralela aos planos de fraturamento, e possui velocidade maior que a qS2 .



c)

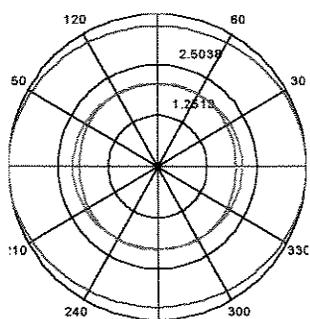


b)

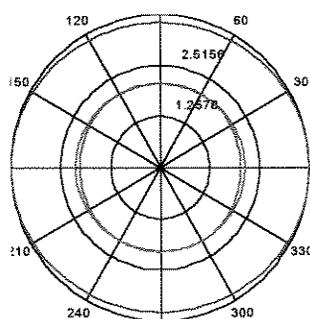


a)

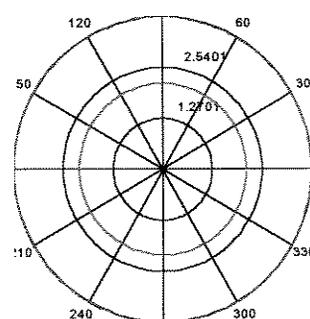
Figura 3. 18: Cortes horizontais nas superfícies de velocidade de fase na camada 3, folhelho, nas seguintes posições: a) $x = 14\text{km}$; b) $x = 14,5\text{km}$; c) $x = 15\text{km}$. A linha magenta corresponde à onda qP, azul e vermelha às ondas qS1 e qS2, respectivamente.



c)



b)



a)

Figura 3. 19: Cortes horizontais nas superfícies de velocidade de fase na camada 4, arenito, nas seguintes posições: a) $x = 14\text{km}$; b) $x = 14,5\text{km}$; c) $x = 15\text{km}$. A linha magenta corresponde à onda qP, azul e vermelha às ondas qS1 e qS2, respectivamente.

Capítulo 4

MODELAGEM SÍSMICA PELO MÉTODO DO RAI0

Para avaliar as características das ondas propagadas a partir das geometrias de aquisição 3D de superfície e poço a poço no modelo geológico proposto, utilizou-se o pacote de programas ANRAY recentemente desenvolvido na versão 4.01, baseado na solução assintótica de alta frequência da equação da onda. Este programa permite realizar a modelagem completa em 3 dimensões da propagação de ondas elásticas em meios heterogêneos anisotrópicos.

4.1 Pacote de programas ANRAY – versão 4.01

Os programas integrantes do pacote ANRAY foram desenvolvidos por Gajewski & Pšenčík (1987, 1990) e compõe-se de 9 módulos principais: **Anray**, **Anraypl**, **Syantn**, **Fresan**, **Synfan**, **Velpl**, **Seisplot**, **Polarplot** e **Bplot**. Foi utilizado Fortran 77 para escrever os programas-fonte e rotinas Calcomp para gerar as saídas gráficas, no formato *post-script*. Detalhes sobre este pacote de programas pode ser encontrado no relatório anual desta versão sobre o ANRAY (Pšenčík, 1997).

Este pacote foi projetado para calcular trajetórias dos raios, tempos de trânsito, amplitudes e sismogramas sintéticos, calculando também superfícies de vagarosidade, velocidade de fase e de grupo. Permite a modelagem de meios com variação lateral e vertical de propriedades elásticas com até 21 parâmetros elásticos, considerando diversas geometrias de aquisição e receptores que registrem os três componentes de vibração da partícula.

As características mais importantes deste pacote de programas são:

- Permite realizar modelagem em 3 dimensões, em meios heterogêneos e anisotrópicos;
- A definição de parâmetros elásticos para a caracterização das camadas pode ser feita de duas formas: usando uma interpolação vertical linear entre interfaces ou através da interpolação por *splines* bicúbicas dos parâmetros elásticos especificados em nós de uma malha tridimensional;
- Os receptores podem estar distribuídos ao longo da superfície ou outra interface qualquer, assim como em perfis verticais;
- A fonte deve estar localizada dentro do modelo e é também recomendável que se evite posicionar os receptores nos cantos deste para tornar efetivo o procedimento de traçado de raios entre dois pontos. Escolheu-se, então, uma área suficientemente grande para conter o modelo geológico ($x = y = 30\text{km}$; $z = 2,9\text{km}$);
- A opção “traçado de raio entre 2 pontos” permite que o raio se aproxime do receptor dentro de uma certa tolerância utilizando a aproximação paraxial do raio;
- O limite inferior do modelo não pode ser usado como refletor quando as amplitudes dos raios estão sendo avaliadas, pois o cálculo dos coeficientes de reflexão requer o conhecimento dos parâmetros abaixo do refletor.

Neste pacote de programas são usados diversos sistemas de coordenadas, de modo a facilitar a entrada de dados, definição de conjunto de receptores e visualização de resultados:

- Coordenadas cartesianas do modelo, para a descrição das interfaces e especificação dos parâmetros elásticos, formando um sistema destro;

- Coordenadas cartesianas do observador, usado para descrever os vetores de polarização na superfície do modelo. Os eixos y e z tem sentidos contrários ao do modelo, mas formam também um sistema destro;
- Coordenadas cilíndricas do receptor, definem a posição dos receptores que estão sempre situados em um perfil contido em um plano vertical. Os receptores contidos em um plano horizontal, por exemplo, estarão completamente especificados a partir de um azimute e do incremento entre receptores;
- Coordenadas cartesianas do tensor elástico, permitindo alterar a orientação relativa do tensor elástico em relação às coordenadas do modelo.

Uma limitação das versões anteriores e contornada nesta versão, é a possibilidade de posicionar a fonte em camadas anisotrópicas. Porém as camadas ainda devem atravessar todo o modelo, impossibilitando a utilização de cunhas e lentes. A variação das propriedades deve ser suave, motivo pelo qual é utilizado um interpolador tipo *spline* bicúbico, limitação esta inerente ao método do raio.

Serão a seguir abordados de forma sucinta apenas os principais programas utilizados.

4.1.1 Programa ANRAY

Os raios, os tempos de trânsito e as amplitudes podem ser calculados de dois modos: fornecendo a posição da fonte e a direção inicial do vetor vagarosidade ou pelas posições da fonte e dos receptores junto com um sistema de ângulos iniciais (faixa de azimutes e declinações). Este método, também chamado de traçado de raio entre 2 pontos, foi o escolhido para executar esta modelagem.

Ajustes nos incrementos de azimutes e declinações assim como no intervalo de tempo de integração são fundamentais para que o raio consiga atingir o receptor e para otimizar o tempo de execução. O usuário define o número de segmentos que compõe o raio e associa cada

segmento a um tipo de onda. Com estas combinações de códigos é possível analisar separadamente ondas apenas refletidas ou transmitidas, múltiplas e reverberações, assim como individualizar as ondas P, S, qP, qS1 ou qS2. Esta possibilidade de análise individual mostra-se como uma vantagem em relação ao método de diferenças finitas, no qual todas as ondas geradas encontram-se presentes e por vezes dificilmente interpretadas.

Como este programa é baseado no método do raio, ele não trabalha apropriadamente em algumas situações, tais como: vizinhanças de regiões de singularidade, onde as duas ondas cisalhantes qS se propagam com aproximadamente a mesma velocidade de fase; regiões de transição entre zonas de “sombra” e “iluminadas” (Figura 4. 1) e próximo a pontos críticos.

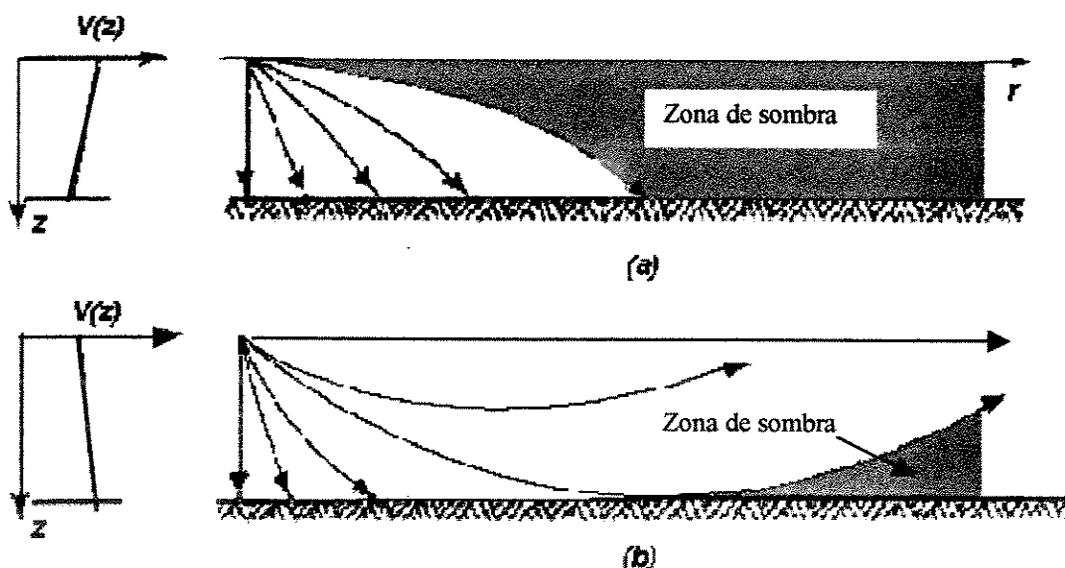


Figura 4. 1: Diagrama esquemático mostrando as zonas de sombra para modelos de velocidades crescentes (a) e decrescentes (b) com a profundidade (extraído de Sheriff, 1991).

Algumas modificações nos programas fontes foram sugeridas e implementadas para adequação ao modelo em estudo, tais como padrão de radiação para a aquisição poço a poço, variação da densidade na direção vertical, rotação para obter deslocamentos radiais e transversais verdadeiros nos sismogramas sintéticos e a adaptação para a escolha do ponto para gerar as superfícies anteriormente citadas para modelo com várias camadas. Procurou-se

também otimizar as saídas gráficas de modo a permitir a visualização dos raios em 3 dimensões.

Algumas especificações interessantes realizadas nesta etapa para a modelagem foram:

- optou-se pela interpolação por *splines* bicúbicas dos parâmetros elásticos especificando-os em nós de uma malha tridimensional, permitindo a variação lateral do grau de anisotropia;
- definiu-se o gradiente de velocidade para a segunda camada utilizando a opção de interpolação da raiz quadrada dos parâmetros elásticos, garantindo um incremento linear da velocidade com a profundidade;
- em alguns casos não foi aplicado o espalhamento geométrico para não misturar esse efeito nas amplitudes com o causado pela anisotropia;
- procurou-se manter a vizinhança estabelecida para o raio atingir o receptor (tolerância) a menor possível; ela variou em função da geometria de aquisição utilizada e, mais raramente, das condições de recepção para cada raio (dependente da proximidade com refletores e dos contrastes de impedância). Foi sempre mantida menor que o comprimento de onda.

Após conseguir calcular os raios em todos os receptores, parte-se para a etapa de visualizar os tempos de trânsito e as amplitudes, executando o programa Anraypl.

4.1.2 Programa ANRAYPL

O programa Anraypl foi preparado para gerar figuras das projeções dos raios nos planos verticais e horizontal assim como os tempos de trânsito e as amplitudes dos componentes de deslocamento vertical, radial e horizontal.

Este programa utiliza arquivo gerado pelo programa Anray assim como outro arquivo fornecido pelo usuário, no qual são especificados o intervalo de coordenadas espaciais e do tempo que abrangem os dados a serem apresentados, o tamanho dos caracteres, o número de intervalos em cada eixo, entre outros parâmetros.

As componentes do vetor deslocamento nas direções x e y das coordenadas do modelo são formalmente chamadas de “radial” e “transversal”, porém isto só realmente acontece quando o perfil de receptores estiver posicionado sobre o eixo x. Deve-se, então, para outros azimutes, rotacionar o sistema de coordenadas de modo que os deslocamentos obtidos sejam realmente radiais e transversais.

4.1.3 Programa SYNTAN

O programa Syntan calcula os dados no domínio do tempo para servirem de entrada para outro programa (Seisplot) para plotar sismograma sintético. Deve ser fornecido para o Syntan, além de um arquivo gerado pelo programa Anray contendo tempos de trânsito, deslocamentos de fase e ângulos iniciais dos raios calculados, um outro de dados especificando o tipo de fonte utilizada, o componente de amplitude a ser plotado (radial, transversal ou vertical), o tempo mínimo, máximo e incremento (que junto com a frequência definem o número de amostras por período) e outros parâmetros que especifiquem o pulso utilizado (Gabor):

$$f(t) = e^{-(wt/\gamma)^2} \cdot \cos(wt + \xi) \quad (4.1)$$

onde:

t é o tempo;

w é a frequência dominante do sinal;

γ é um parâmetro do comprimento do pulso de Gabor;

ξ é a fase do pulso de Gabor (simetria do pulso).

Manteve-se 12 amostras por período para as geometrias de aquisição analisadas, variando, portanto, o incremento de tempo (DT) em função da frequência dominante do levantamento. Para uma frequência de 40 Hz (geometria de aquisição 3D de superfície), por exemplo, usou-se DT de 0,0021 segundos, e para frequência de 100 Hz (geometria de aquisição poço a poço) um DT de 0,00083 segundos. Outros parâmetros usados foram $\gamma = 4$ e $\xi = 0$ graus. O pulso utilizado está representado na Figura 4. 2.

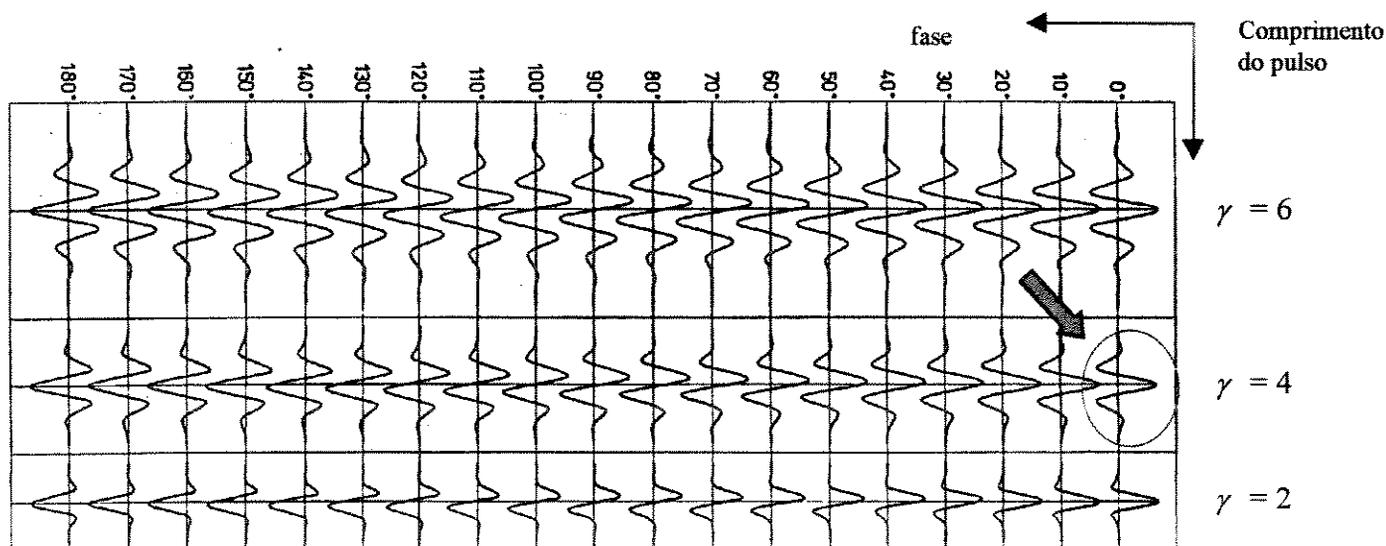


Figura 4. 2: A seta indica, dentre diversos pulsos, aquele que foi utilizado, sendo especificado através dos seguintes parâmetros:

$$\gamma \text{ (comprimento do pulso de Gabor)} = 4$$

$$\xi \text{ (fase do pulso de Gabor)} = 0$$

Capítulo 5

RESULTADOS DA MODELAGEM

Neste capítulo serão abordados alguns dos resultados obtidos com a modelagem através do pacote de programas ANRAY. Na seção 5.1 estão representados os coeficientes de reflexão para onda P (R_{pp}) em todas as interfaces do modelo; na seção 5.2 serão mostrados resultados obtidos para a aquisição 3D de superfície, com e sem afastamentos fonte-receptor; e na seção 5.3 serão comentados aspectos da modelagem para a geometria de aquisição poço a poço.

5.1 Estudo dos coeficientes de reflexão e de transmissão nas interfaces do modelo

A energia, sob a forma de onda sísmica, ao incidir em uma superfície de descontinuidade dos parâmetros elásticos (interfaces) é em parte refletida no mesmo meio e em parte transmitida para outro meio. As direções destas novas ondas podem ser determinadas a partir da Lei de Snell, e suas amplitudes pelas equações de Zoeppritz (Aki & Richards, 1980). O coeficiente de reflexão pode ser expresso como a relação entre a amplitude do deslocamento da onda refletida em relação à da onda incidente, sendo utilizadas condições de contorno que relacionam os deslocamentos e as tensões dos dois lados da interface, conforme seção 2.7. Um coeficiente de reflexão negativo implica inversão de fase, ou seja, uma compressão é refletida como uma rarefação. Para o modelo em questão foram calculados todos os coeficientes de reflexão para ondas incidentes e refletidas P, assim como para algumas conversões e transmissões.

Existem sete interfaces no modelo, das quais algumas separam meios que passam lateralmente de isotrópico para anisotrópico. O número e o tipo de onda gerada depende dos meios em questão, conforme mostra a Figura 5. 1.

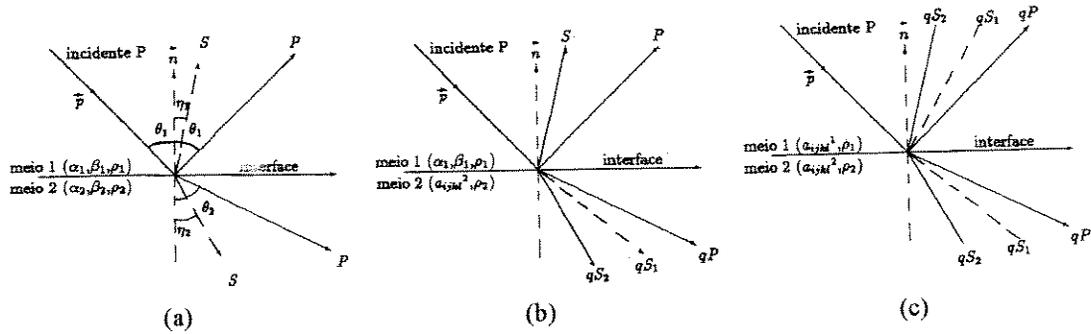


Figura 5. 1: Vetores de velocidade de fase das ondas incidente, refletidas e transmitidas geradas nas interfaces entre dois meios: (a) isotrópicos ; (b) isotrópico sobre anisotrópico; e (c) anisotrópico sobre anisotrópico. As velocidades das ondas P, S e densidade estão representadas por α , β e ρ , respectivamente. Os ângulos que as ondas P e S fazem com a normal à interface (\vec{n}) são θ e η , respectivamente.

A seguir serão apresentadas projeções estereográficas referentes aos coeficientes Rpp das interfaces do modelo. Neste tipo de projeção os azimutes são representados nas direções do raio do círculo (de 0° a 90° , devido à simetria), e os ângulos de incidência como faixas equidistantes do centro (concêntricas). O azimute de 0° , por exemplo, está localizado no raio horizontal, e uma incidência normal é representada na origem (extremidade superior, à esquerda).

É importante o conhecimento do comportamento dos coeficientes de reflexão em relação aos ângulos de incidência e azimutes para ajudar na interpretação de um evento sísmico registrado em determinadas condições de aquisição e posicionamento no modelo.

Perfis sísmicos que utilizem apenas uma direção fonte-receptor, não poderão captar a variação nas amplitudes das reflexões decorrentes da variação azimutal relacionada às simetrias ortorrômbica e TIH do modelo. É o caso das Figuras 5.4, 5.6, 5.8 e 5.10, nas quais há variação dos valores de coeficiente de reflexão com a direção de propagação. Já as interfaces que separam meios isotrópicos e/ou anisotrópicos TIV, tem como característica a invariância

dos coeficientes de reflexão com o azimute. É o caso mais comum neste modelo, e aparecem, devido a este tipo de projeção, como faixas concêntricas. Portanto não se espera, para estas interfaces, variação nas características das reflexões, mesmo que sejam adquiridas com diferentes azimutes fonte-receptor (Figuras 5.2, 5.3, 5.5, 5.7 e 5.9).

Em algumas situações a informação da variação da amplitude com o ângulo de incidência pode ajudar a definir a geometria de uma aquisição sísmica. No caso de um levantamento tridimensional marítimo, por exemplo, a utilização de um cabo grande o suficiente para que a reflexão em uma interface próxima à zona de interesse atinja o ângulo crítico e tenha sua amplitude várias vezes aumentada pode ser controlada a partir de modelagem e gráficos similares. Para o topo do reservatório, por exemplo, cujos coeficientes de reflexão estão ilustrados na Figura 5.6, ao atingir um ângulo de incidência de 68 graus (determinado principalmente pelo afastamento fonte-receptor, neste caso), haverá um aumento considerável na amplitude da reflexão (R_{pp}). Pode-se então dimensionar, dentro do possível, a posição relativa da fonte com os receptores para que o sinal registrado ao nível do reservatório tenha sua amplitude aumentada várias vezes.

Se houver o interesse em localizar anomalias de amplitude causadas por efeitos geológicos, deve-se conhecer as variações do coeficiente de reflexão causadas pela variação do ângulo de incidência para individualizar aquelas causadas por uma variação lateral de velocidades devido, por exemplo, à presença de gás. Portanto é apropriado utilizar para uma dada interface de interesse e para um determinado azimute de levantamento, afastamentos fonte-receptores que proporcionem variações suaves nos coeficientes de reflexão. Deste modo é mais provável que a causa da anomalia de amplitude seja a variação lateral de velocidades, e não o efeito do ângulo crítico. A interface entre o arenito reservatório e o folhelho sotoposto (Figura 5.8), por exemplo, seria apropriada para tal. Para quase todos os ângulos de incidência nesta interface é suave a variação do coeficiente de reflexão.

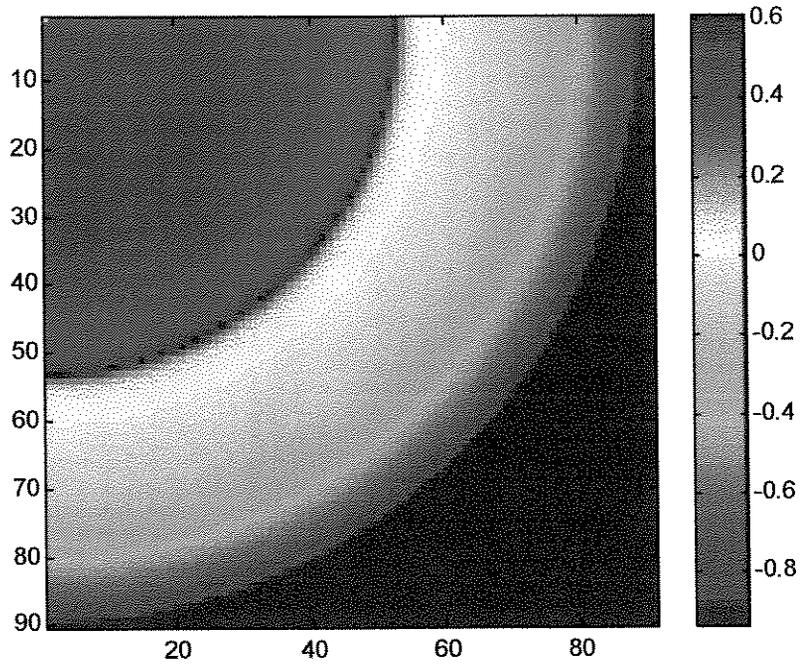


Figura 5. 2: Rpp da interface 1 (mar_siso)

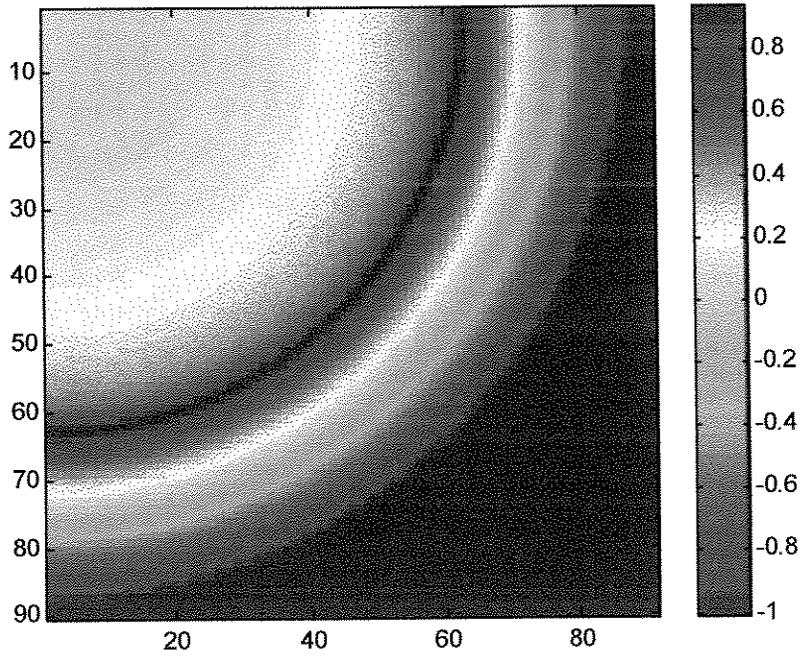


Figura 5. 3: Rpp da interface 2a (siso_tiv)

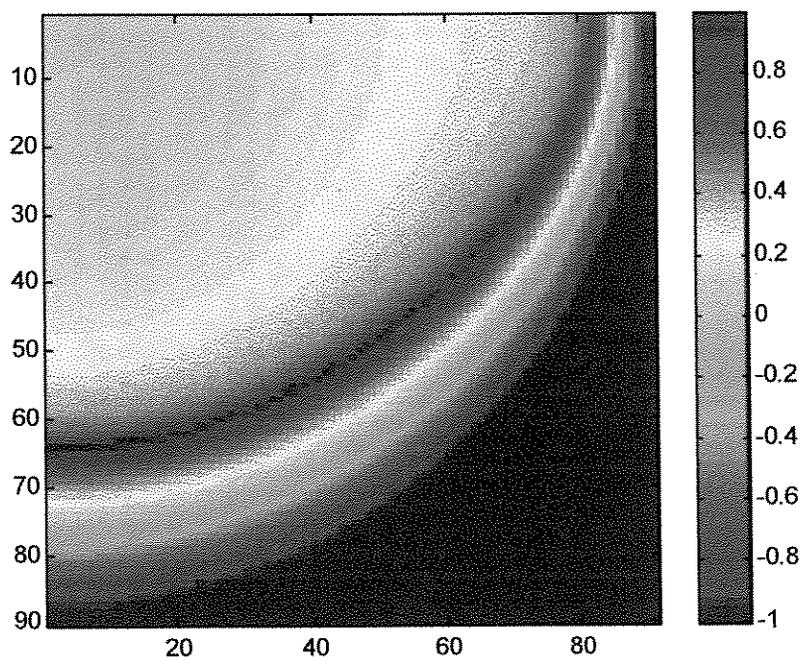


Figura 5. 4: Rpp da interface 2b (siso_orto)

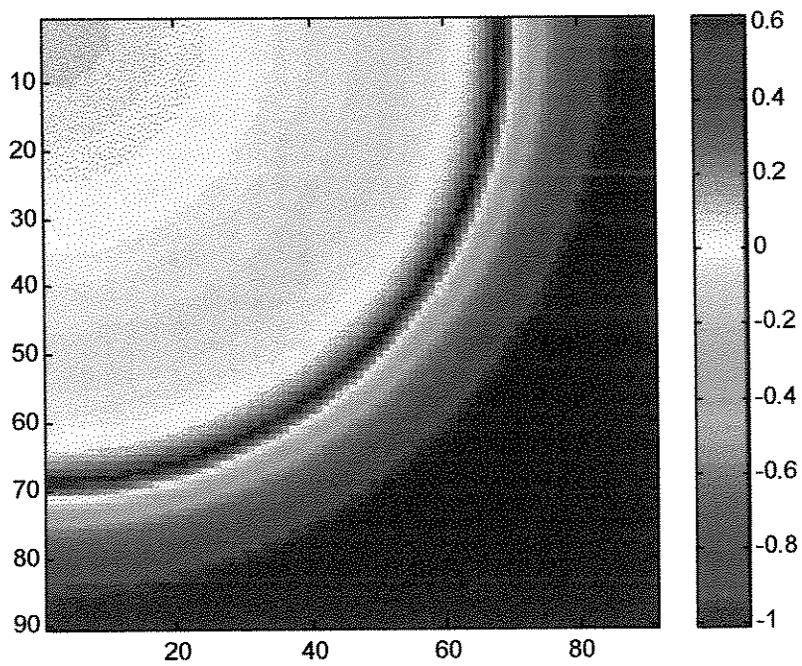


Figura 5. 5: Rpp da interface 3a (tiv_aiso)

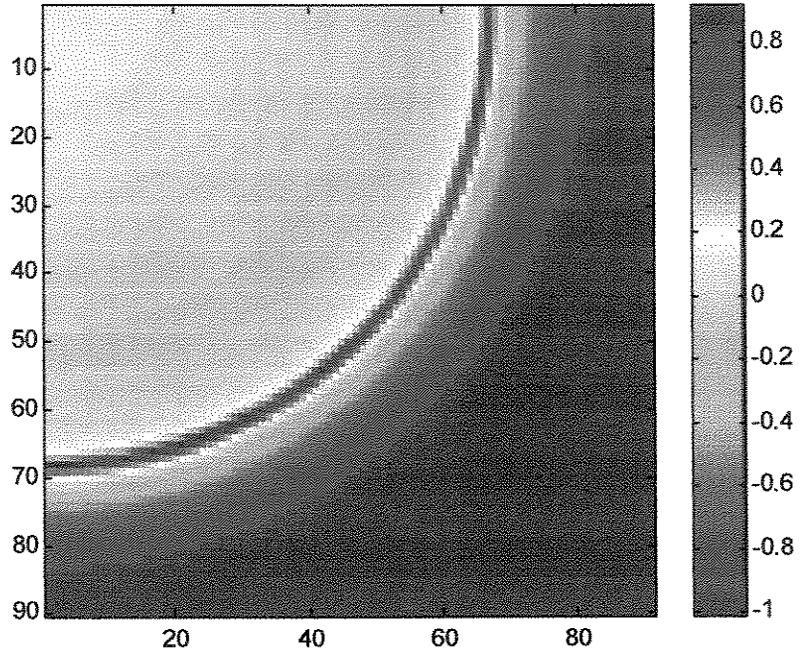


Figura 5. 6: Rpp da interface 3b (orto_tih)

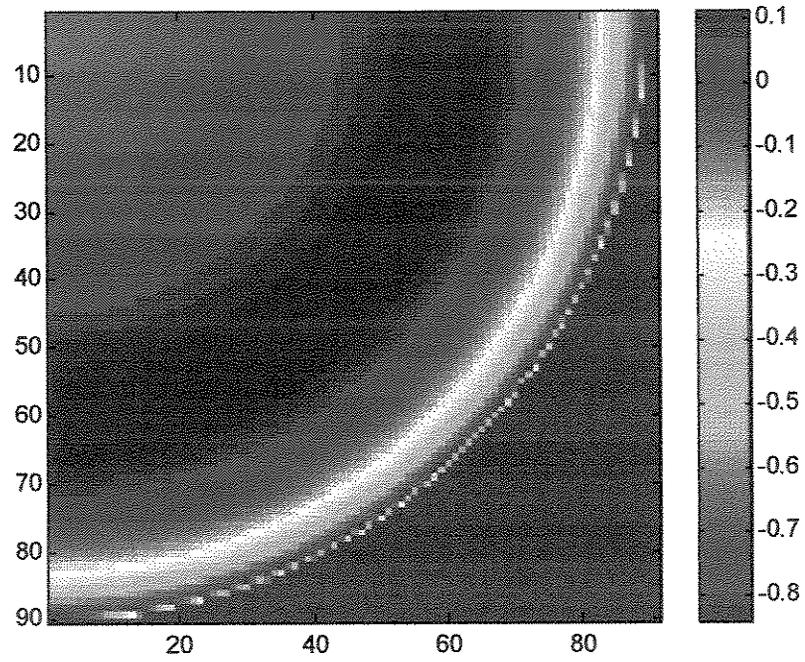


Figura 5. 7: Rpp da interface 4a (iso_tiv)

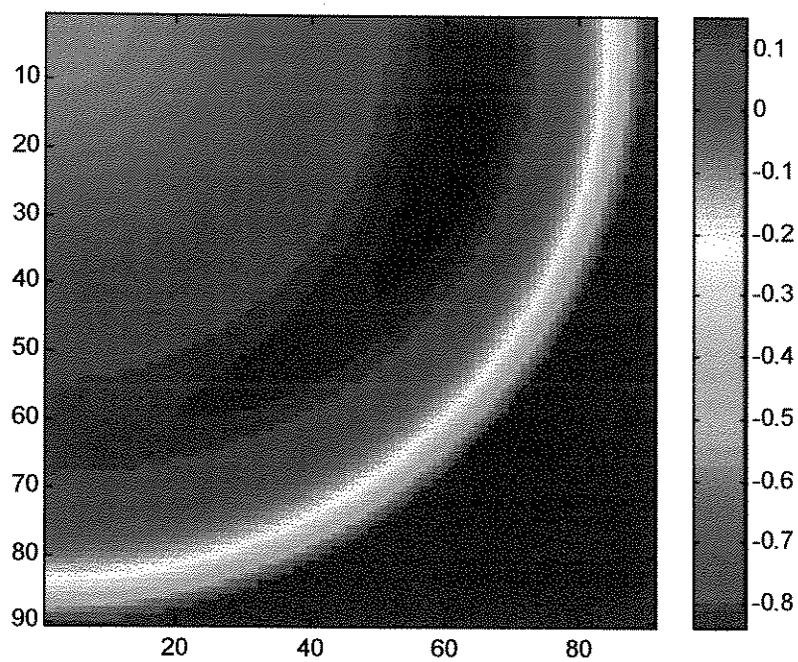


Figura 5. 8: Rpp da interface 4b (tih_orto)

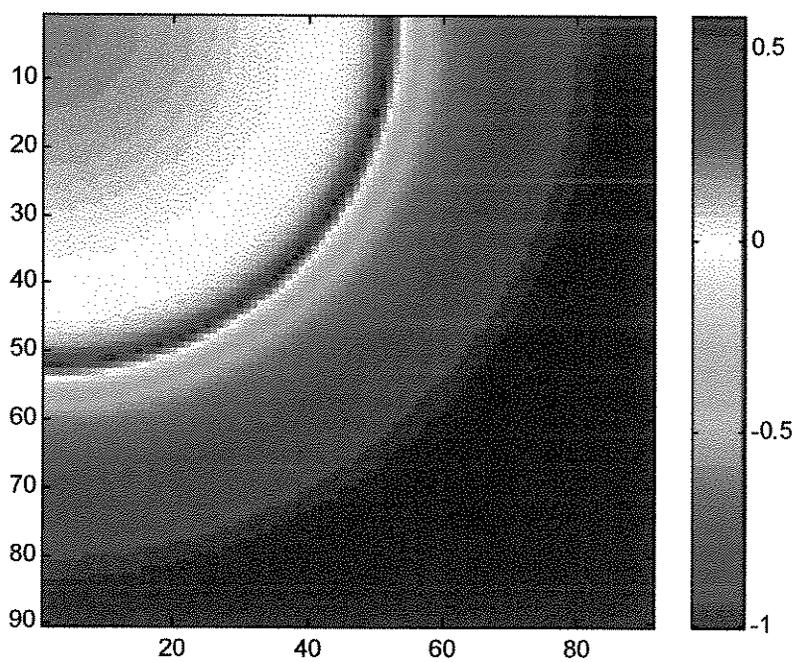


Figura 5. 9: Rpp da interface 5a (tiv_eiso)

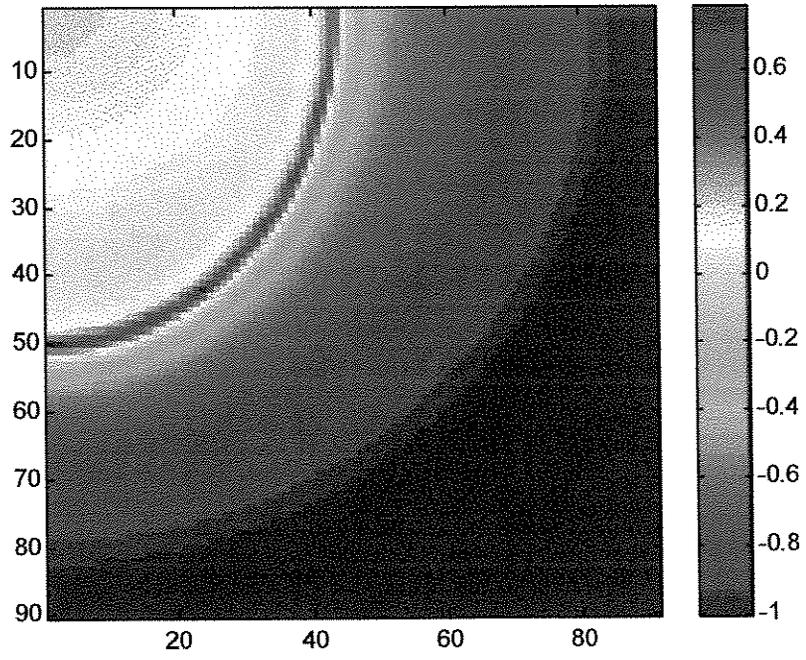


Figura 5. 10: Rpp da interface 5b (orto_eiso)

5.2 Geometria de aquisição tridimensional (3D) de superfície

Nesta seção serão primeiramente abordadas algumas características desse método de aquisição relacionadas à modelagem, incluindo um sismograma de reflexão obtido para este modelo. Segue-se, então, uma análise mais detalhada em relação a seções de afastamento nulo (subseção 5.2.1) e a estimativa da imprecisão na determinação da correção de NMO (*Normal Moveout*) em presença de anisotropia (subseção 5.2.2).

A tecnologia de aquisição de dados sísmicos tridimensionais no mar tem sido largamente usada pela indústria de petróleo nas últimas duas décadas. Seu uso sistemático em todo o mundo para a exploração deve-se ao baixo custo aliado à possibilidade do método em proporcionar uma imagem geral do arcabouço estrutural em grandes áreas. Porém questiona-se a sua eficiência em fornecer informações detalhadas, necessárias ao desenvolvimento de campos de hidrocarbonetos. Na aquisição de dados sísmicos 3D marítimos usualmente adquire-se os dados em várias linhas paralelas ao longo de apenas uma direção, com pobre amostragem azimutal do campo de onda (Rosalba et alli, 1998). Os afastamentos fonte-receptores tradicionais também não contemplam uma larga amostragem dos eventos desejáveis neste domínio. Os receptores por estarem no meio acústico registram, além da onda P, apenas as ondas cisalhantes convertidas.

Considerando, por um lado, o potencial de investigar extensas áreas, e por outro a demanda em fornecer informações de maior qualidade principalmente em relação à detecção de direções de anisotropia ou presença de heterogeneidades, analisou-se através da modelagem direta alguns aspectos desta geometria de aquisição.

O sismograma ilustrado pela Figura 5. 11 pode ser considerado representativo deste método de aquisição empregado no modelo em estudo, utilizando cabo com receptores de 8km e com perda de amplitude por divergência esférica. Nele pode-se ter uma idéia da relação entre do tempo de ocorrência e das amplitudes das diversas reflexões no modelo em estudo.

Percebe-se que as camadas de interesse (3, 4 e 5) apresentam reflexões de baixas amplitudes em relação à do fundo do mar, assim como interferência em grandes afastamentos.

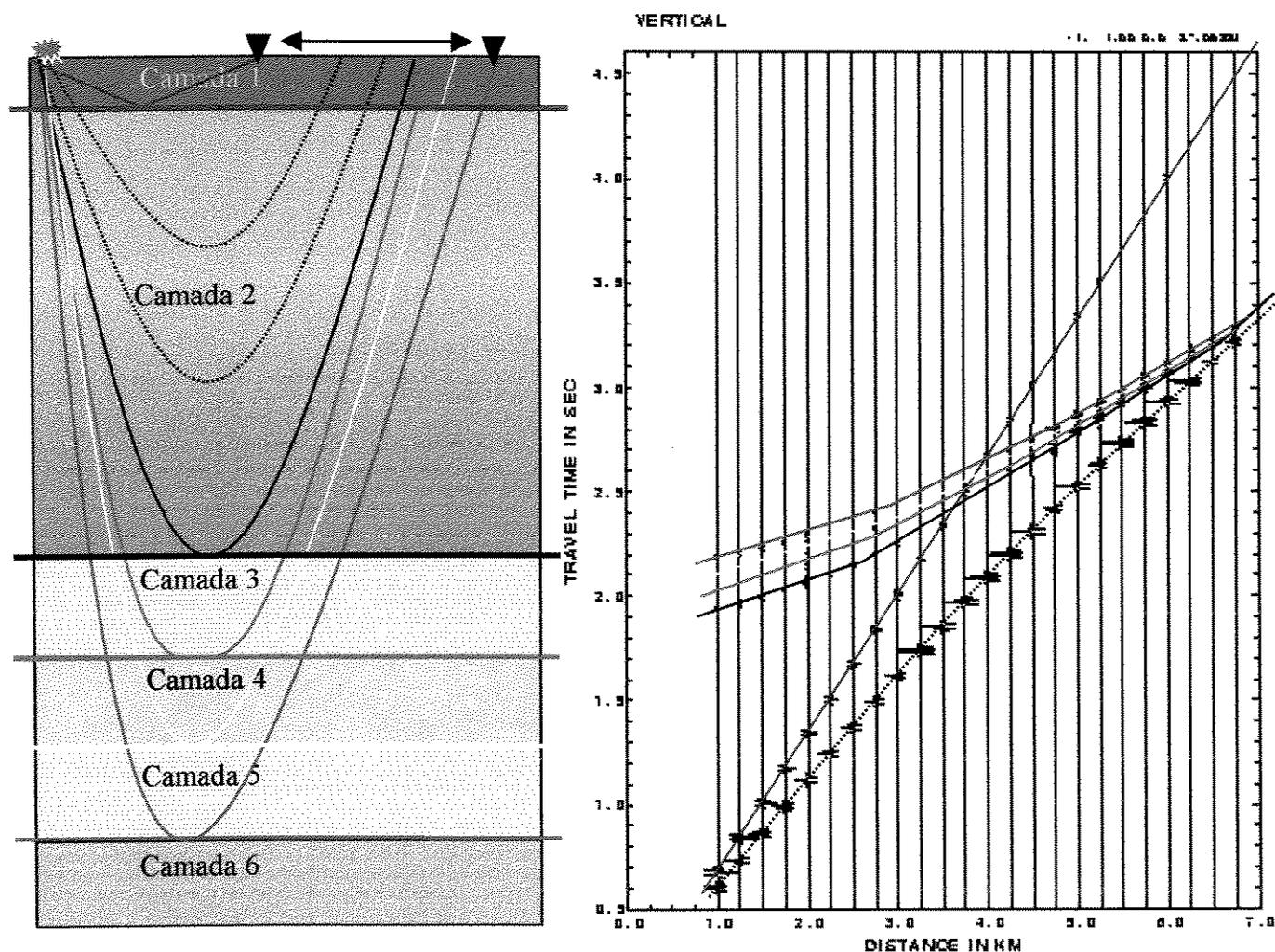


Figura 5. 11: Ondas P refletidas no modelo geológico e a interpretação com cores correspondentes no sismograma para a aquisição 3D de superfície.

5.2.1 Seções de afastamento nulo

Procurou-se analisar o potencial desta geometria de aquisição em captar informações sobre heterogeneidades com afastamentos fonte-receptor nulos. Não foi utilizado o efeito da divergência esférica, de modo a obter resultados comparáveis aproximadamente com seções empilhadas, quando aquele efeito de perda da amplitude estaria corrigido.

Calculou-se, então, as respostas da propagação da onda P para diferentes posições, percorrendo os azimutes de 0° , 45° e 90° . Nestas posições pode haver variação do grau de fraturamento, implicando mudança nas propriedades do meio com a posição (heterogeneidade). Como não há varias direções analisadas, não espera-se obter informações sobre anisotropia. As componentes vetoriais da amplitude e os tempos de trânsito foram então analisados.

- **Azimute de 90 graus**

A Figura 5. 12 (a) mostra um sismograma com as reflexões para incidência normal da onda P em todas as camadas para o azimute de 90° . Cada traço diz respeito a uma determinada posição, neste caso incrementando valores do eixo y, direção cujas propriedades elásticas não variam. Como a reflexão no fundo do mar não se constitui em interesse para este trabalho, será retirado das figuras para permitir maior detalhamento na zona de interesse.

Observa-se que nos traços adquiridos dentro da zona fraturada na direção de 90° (Figura 5. 12 b) não há alteração na componente vertical das amplitudes nem no tempo de chegada da onda ao atravessar a zona fraturada. A constância dos resultados explica-se pela não variação das propriedades físicas das camadas nesta direção. Já a componente radial da amplitude para esta direção é zero em todos os traços, devido a este ser um plano de simetria para todas as camadas.

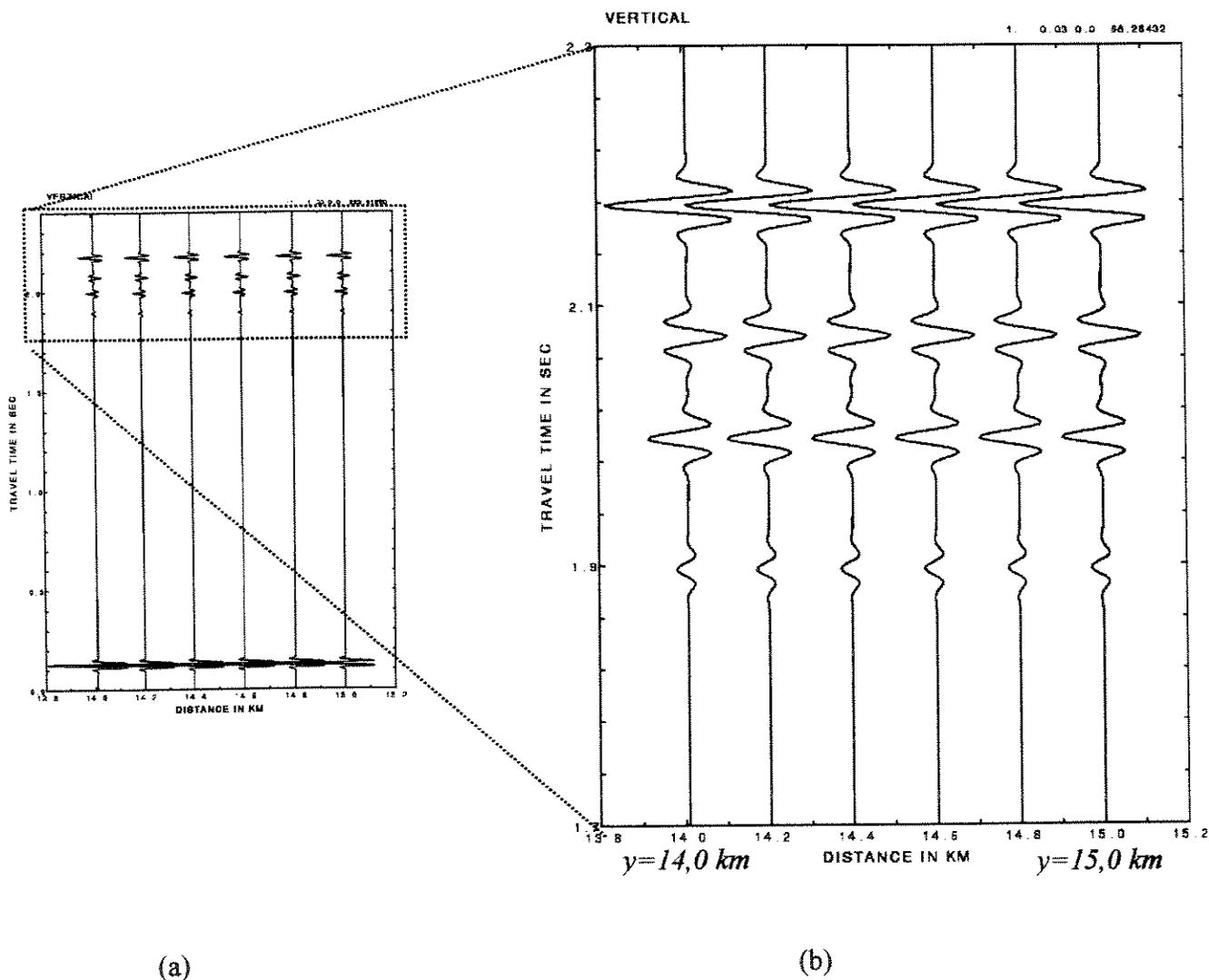


Figura 5. 12: Componente vertical para as reflexões com incidência normal da onda P no modelo para o azimute de 90° , com (a) e sem (b) a reflexão do fundo do mar.

- **Azimute de 45 graus**

O comportamento da componente vertical da amplitude para algumas posições ($x = 14$ a $x = 15\text{km}$) na interface 2 (base do pacote sedimentar) para o azimute de 45° pode ser analisada na Figura 5.13; e nas demais interfaces (2 a 5), pela Tabela 5.1. A amplitude radial é sempre nula para incidência normal (valores obtidos estão na faixa de ruído), enquanto que a vertical

se altera com a posição, variando em geral de 4 a 6%, chegando a aproximadamente 35% na interface 2, podendo ser um indicador de variação das propriedades elásticas. Os tempos de trânsito, porém, apresentam uma variação praticamente nula ao longo de uma mesma camada para incidência normal nesta direção (Tabela 5. 2).

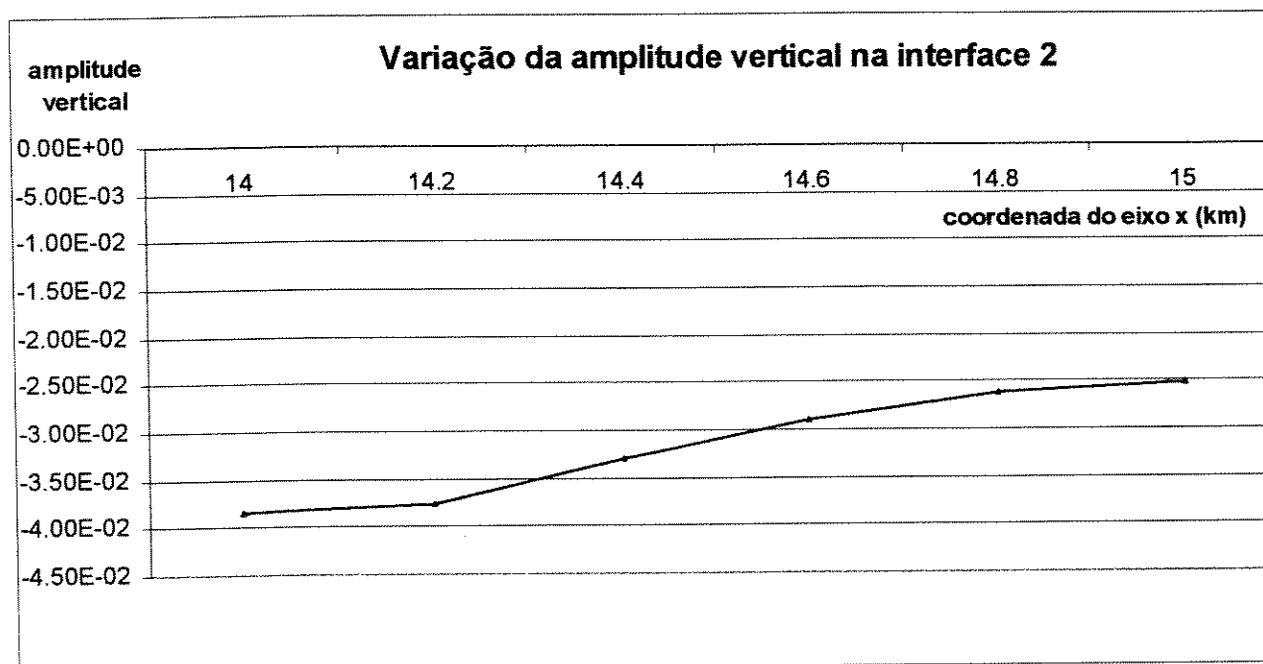


Figura 5. 13: Variação da componente vertical da amplitude para incidência normal ao longo da zona de fratura para o azimute de 45 graus.

Tabela 5. 1: Amplitudes verticais para incidência normal em diversas posições ao longo da zona fraturada (azimute de 45 graus), assim como sua variação máxima para cada interface.

Obs.: posições ao longo do eixo x em relação à origem das coordenadas do modelo.

Interface 2 variação máxima da amplitude vertical: 34,6%		
posição (km)	tempo (s)	amplitude vertical
14,0	1,897	-3,85E-02
14,2	1,897	-3,75E-02
14,2	1,897	-3,29E-02
14,6	1,897	-2,90E-02
14,8	1,897	-2,62E-02
15,0	1,897	-2,52E-02

Interface 3 variação máxima da amplitude vertical: 4,29%		
posição (km)	tempo (s)	amplitude vertical
14,0	1,998	-1,46E-01
14,2	1,998	-1,47E-01
14,2	1,999	-1,49E-01
14,6	1,999	-1,51E-01
14,8	2,000	-1,52E-01
15,0	2,000	-1,52E-01

Interface 4 variação máxima da amplitude vertical: 4,24%		
posição (km)	tempo (s)	amplitude vertical
14,0	2,077	-1,44E-01
14,2	2,077	-1,46E-01
14,2	2,078	-1,48E-01
14,6	2,079	-1,49E-01
14,8	2,080	-1,50E-01
15,0	2,080	-1,50E-01

Interface 5 variação máxima da amplitude vertical: 5,63%		
posição (km)	tempo (s)	amplitude vertical
14,0	2,177	-2,91E-01
14,2	2,179	-2,95E-01
14,2	2,180	-3,00E-01
14,6	2,181	-3,04E-01
14,8	2,183	-3,06E-01
15,0	2,183	-3,07E-01

Tabela 5. 2: Tempos de trânsito para incidência normal em diversas posições ao longo da zona fraturada (azimute de 45 graus). Obs.: posições ao longo do eixo x em relação à origem das coordenadas do modelo.

Posição (km)	Tempos (s)				
	Interface 1	Interface 2	Interface 3	Interface 4	Interface 5
14,0	0,127	1,897	1,998	2,076	2,177
14,2	0,127	1,897	1,998	2,077	2,179
14,2	0,127	1,897	1,999	2,078	2,180
14,6	0,127	1,897	2,000	2,079	2,182
14,8	0,127	1,897	2,000	2,080	2,183
15,0	0,127	1,897	2,000	2,080	2,183

- **Azimute de 0 graus**

Para a direção de 0 graus também há variação nas componentes da amplitude vertical de todas as interfaces, ilustradas no sismograma sintético da Figura 5.14. Esta variação também é devida à mudança nas características do meio com a posição (heterogeneidade), pois não sendo direção paralela aos planos de fraturas, os parâmetros elásticos alteram-se de acordo com a intensidade de fraturamento.

Portanto, com a utilização de incidência normal para a onda qP, para as seções de 0° e 45°, não paralelas aos planos das fraturas, a interface 2 é a que apresenta a maior variação da componente vertical da amplitude. Esta componente diminui no sentido do máximo fraturamento.

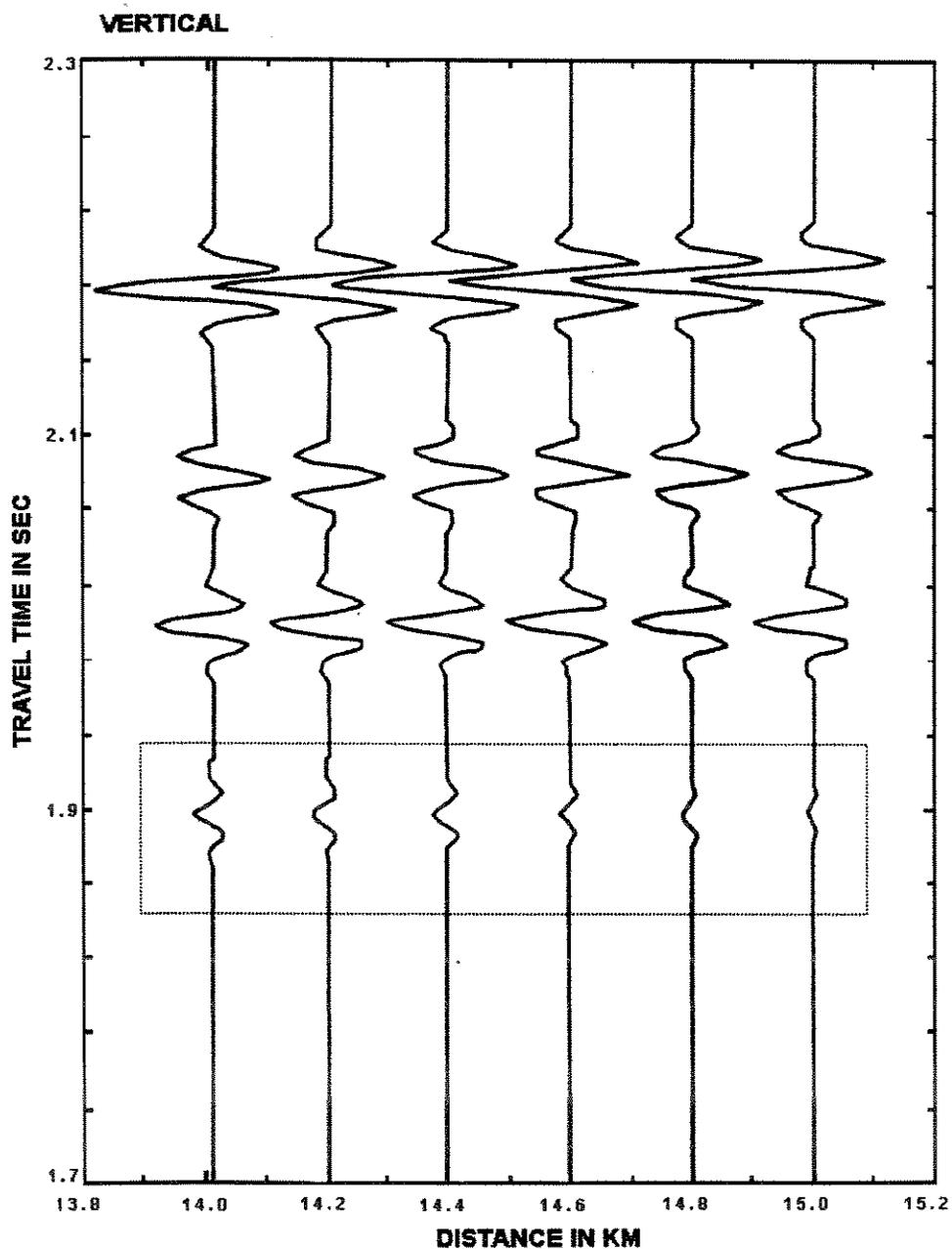


Figura 5. 14: Reflexões com incidência normal da onda P para o azimute 0° , componente vertical (sem a reflexão do fundo do mar). Observar a diminuição da amplitude vertical para a interface 2 (retângulo tracejado) em direção ao máximo fraturamento ($x = 15\text{km}$).

5.2.2 Análise de NMO (*normal moveout*) azimutal

Para corrigir a variação no tempo de reflexão devido ao afastamento fonte-receptor, aplica-se aos dados sísmicos a correção de NMO (sobretempo residual, ou *normal moveout*) através da função velocidade de empilhamento. No processamento usual costuma-se aplicar uma única função velocidade de empilhamento para corrigir os tempos de reflexão de um determinado evento sísmico independente da direção com que suas trajetórias foram adquiridas.

Visando avaliar as conseqüências deste procedimento no modelo em estudo, modelou-se 3 CMP (*common midpoint*) posicionados na zona fraturada ($x = 15\text{km}$; $y = 10\text{km}$; $z = 2,75\text{km}$) com azimutes fonte-receptores de 0, 45 e 90 graus (Figura 5. 15).

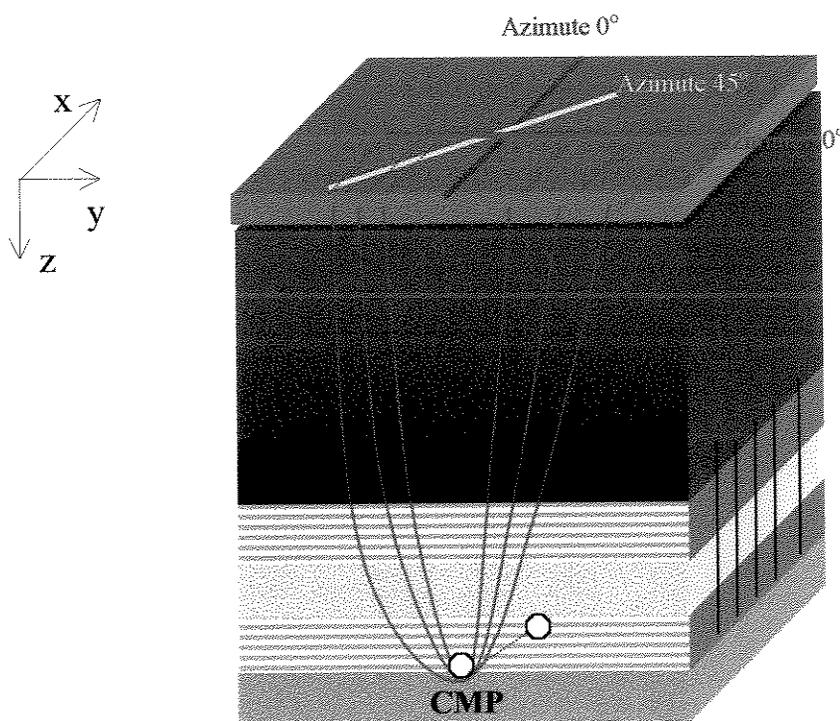


Figura 5. 15: Posição esquemática do CMP em relação ao modelo geológico anisotrópico e heterogêneo. Observar planos de fraturamento paralelos ao azimute 90 graus.

- Correção de NMO para o azimute 0°

O CMP adquirido com as trajetórias fonte-receptor perpendiculares aos planos das fraturas (azimute 0°) está ilustrado na Figura 5. 16:

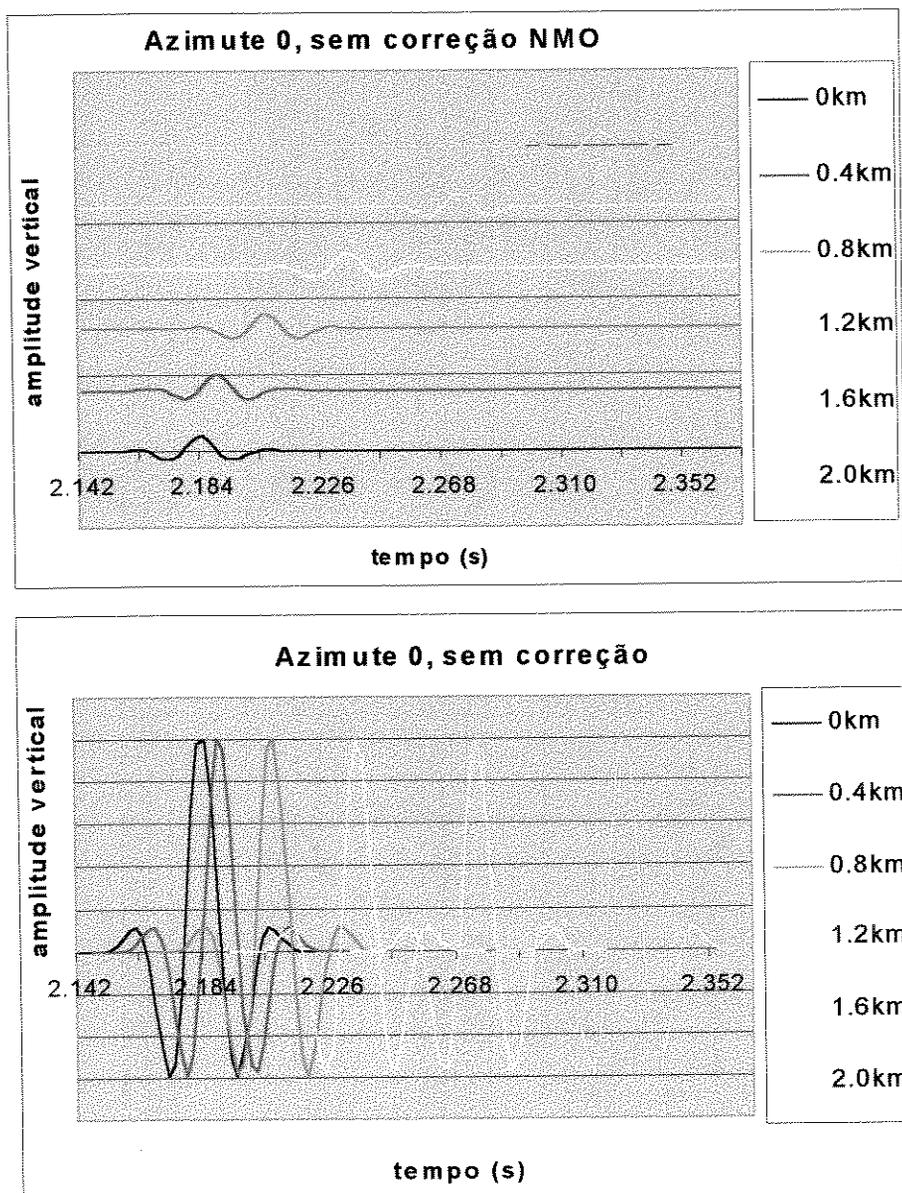


Figura 5. 16: CMP na zona fraturada composto por traços com afastamentos fonte-receptor de 0 a 2km, paralelos ao azimute 0° . No diagrama inferior os traços estão superpostos para facilitar a comparação.

Utilizando-se uma função velocidade adequada ($V_{NMO} = 2.5 - 2.51\text{km/s}$) foi possível corrigir satisfatoriamente o efeito do afastamento fonte-receptor nesta direção. Os traços do CMP corrigidos de NMO e o resultante do empilhamento estão apresentados na-Figura 5. 17.

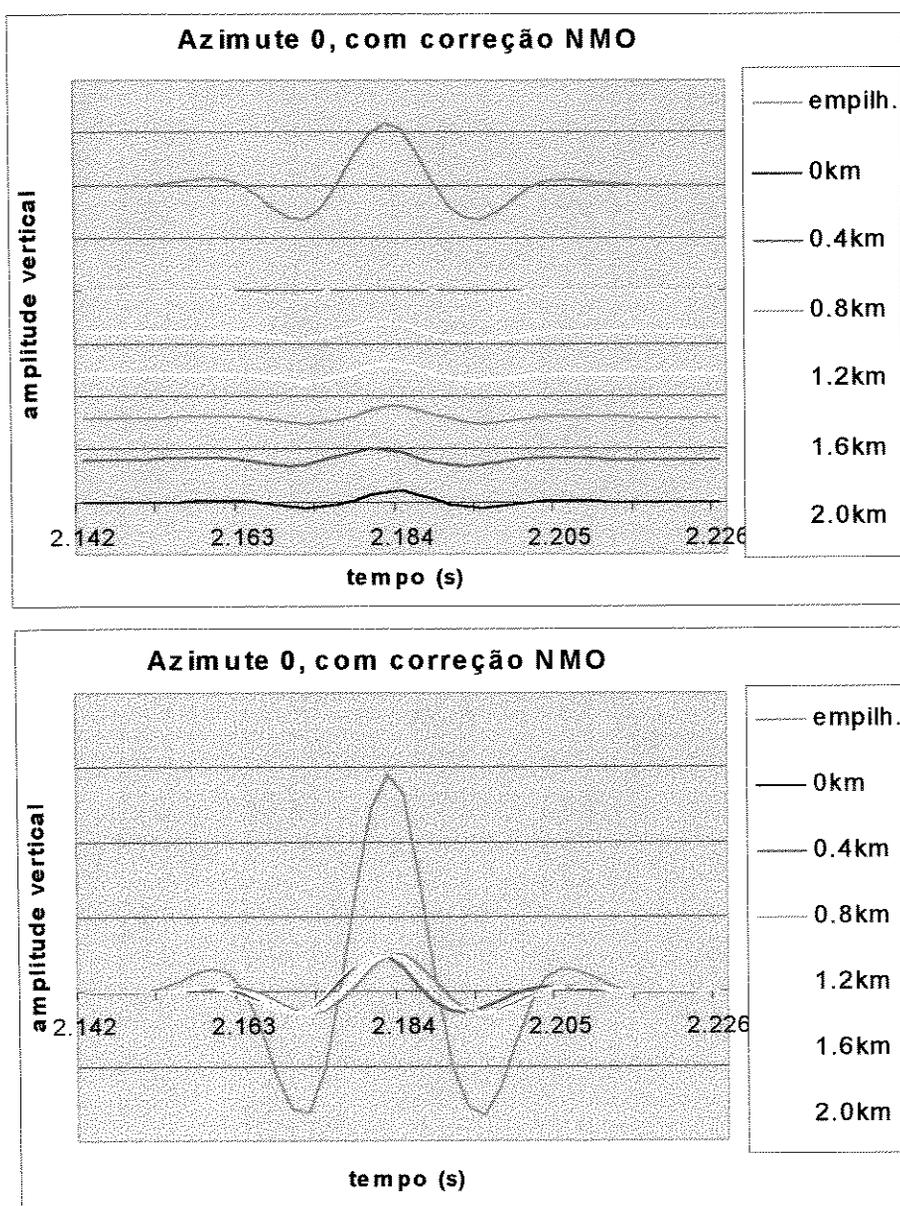


Figura 5. 17: Traços do CMP com azimute de 0° , corrigidos com a função velocidade apropriada para esta direção, e o traço empilhado correspondente. No diagrama inferior os traços estão superpostos para facilitar a comparação.

- Correção de NMO para o azimute 45°

O CMP adquirido com as trajetórias fonte-receptores no azimute 45° está ilustrado na Figura 5. 18:

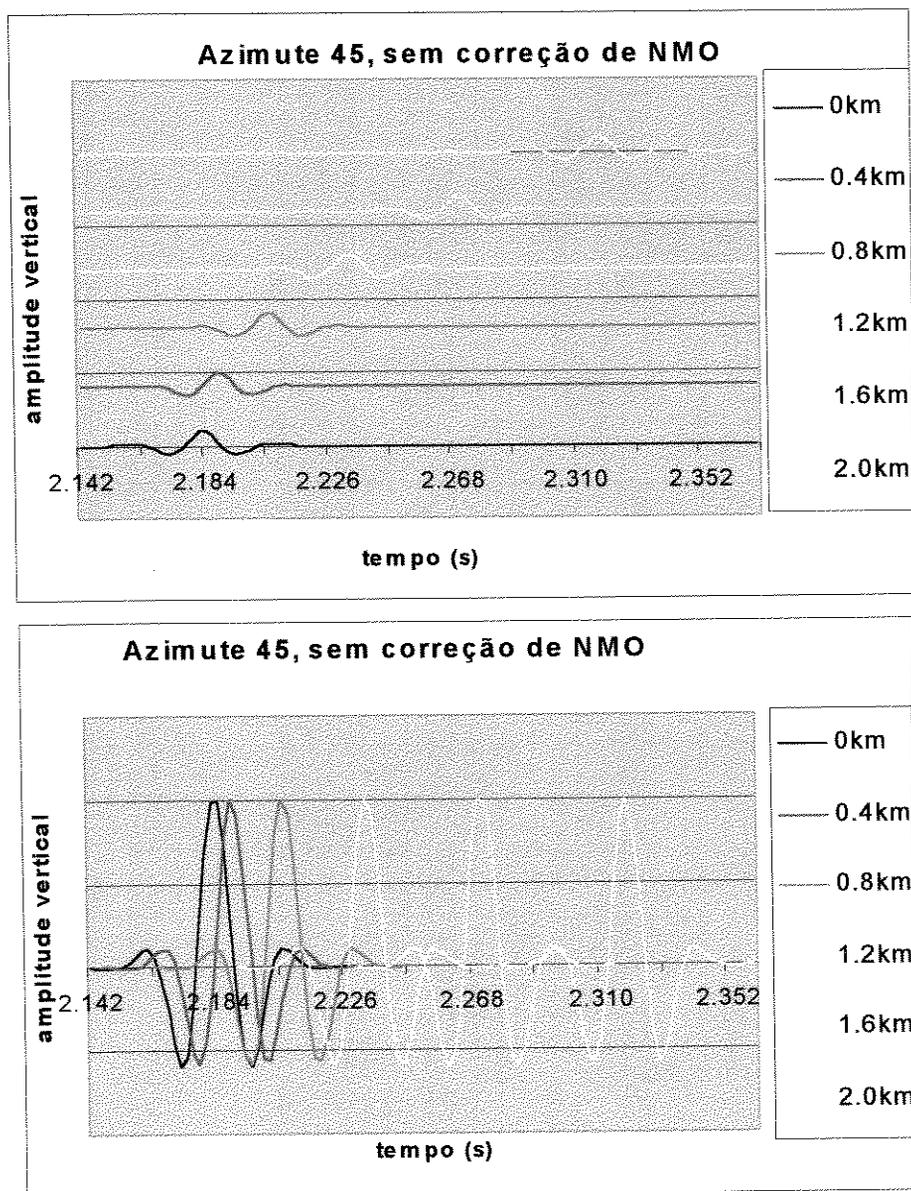


Figura 5. 18: CMP na zona fraturada composto por traços com afastamentos fonte-receptor de 0 a 2km, adquiridos no azimute de 45° . No diagrama inferior os traços estão superpostos para facilitar a comparação.

Aplicando-se para o CMP adquirido neste azimute (45°) a mesma função velocidade obtida para o azimute de 0° ($V_{NMO} = 2.5 - 2.51\text{km/s}$), observa-se que não se estará corrigindo adequadamente o efeito dos afastamentos fonte-receptor (Figura 5. 19). Os traços estarão com correção maior que o devido, implicando defasagem dos pulsos, atenuação e redução da frequência no traço empilhado. A função velocidade que corrigiu satisfatoriamente o NMO para o azimute 0° não é adequada para o de 45° devido à presença de anisotropia.

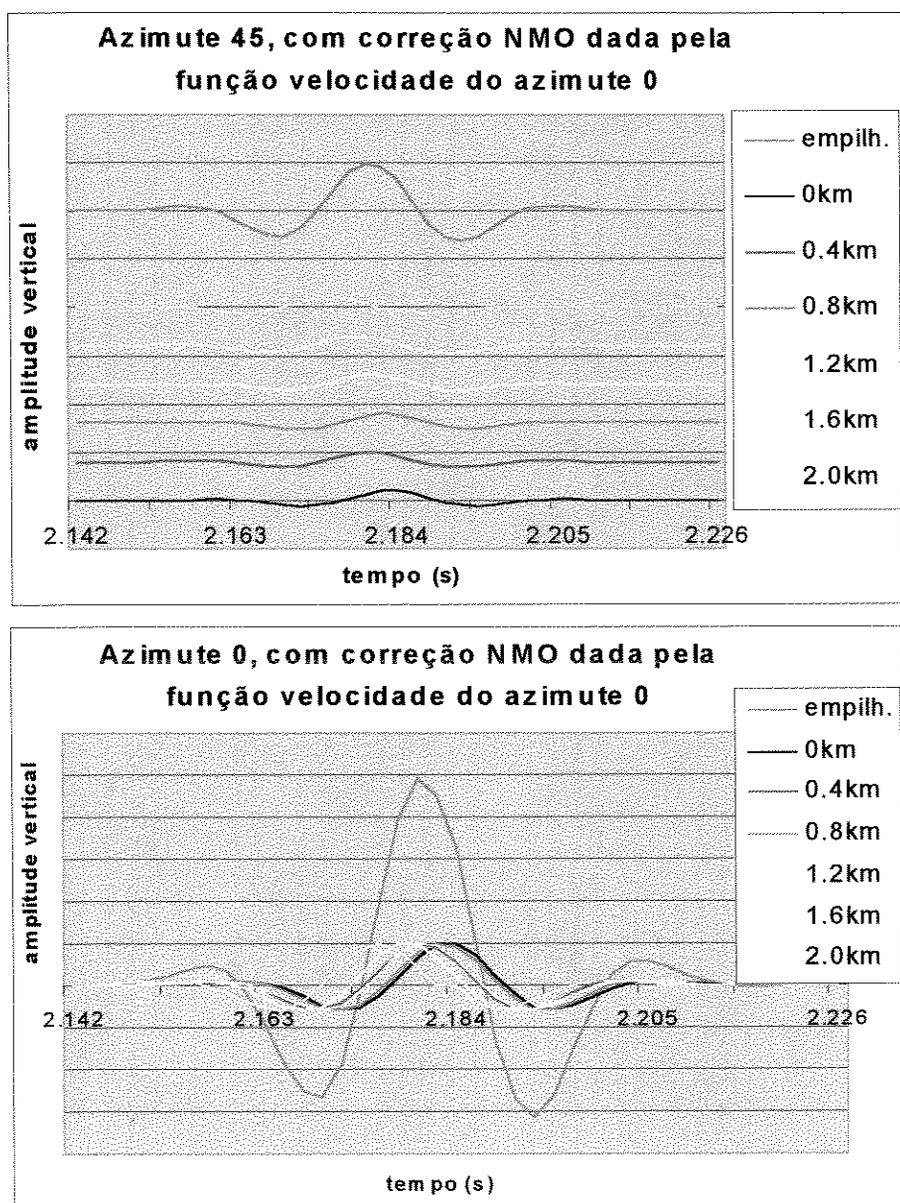


Figura 5. 19: Traços do CMP com azimute de 45° , corrigidos com a função velocidade obtida para o azimute 0° , e o traço empilhado correspondente. No diagrama inferior os traços estão superpostos para facilitar a comparação.

- Correção de NMO para o azimute 90°

O CMP adquirido com as trajetórias fonte-receptor paralelas aos planos de fraturas (azimute 90°) está ilustrado na Figura 5. 20:

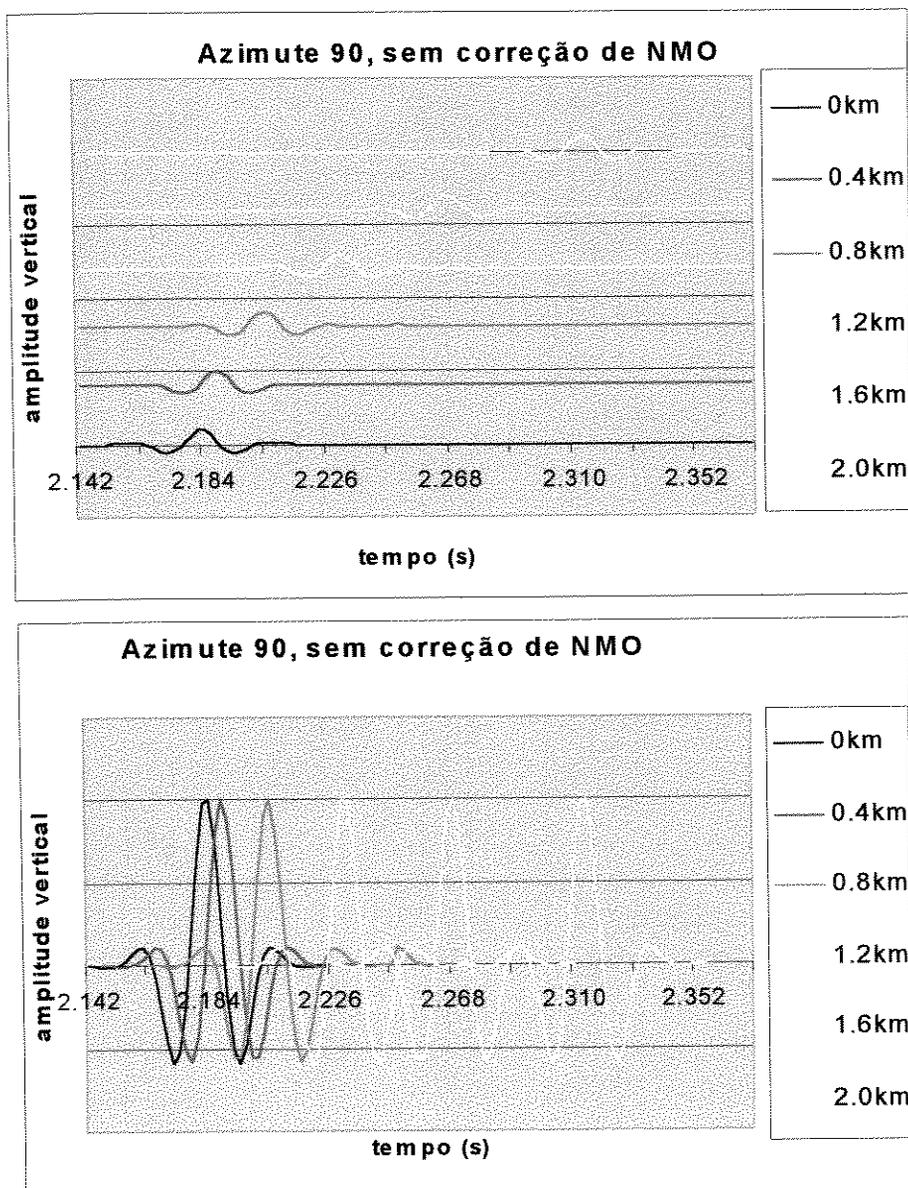


Figura 5. 20: CMP na zona fraturada composto por traços com afastamentos fonte-receptor de 0 a 2km, adquiridos paralelamente ao azimute de 90° . No diagrama inferior os traços estão superpostos para facilitar a comparação.

Utilizando-se também neste azimute (90°) a mesma função velocidade obtida para o azimute de 0° ($V_{NMO} = 2.5 - 2.51\text{km/s}$), igualmente não se estará corrigindo de modo adequado o efeito dos afastamentos fonte-receptor (Figura 5. 21), devido à presença da anisotropia. Os traços estarão com correções maiores que o devido, implicando defasagem ainda maior dos pulsos, atenuação e redução da frequência no traço empilhado.

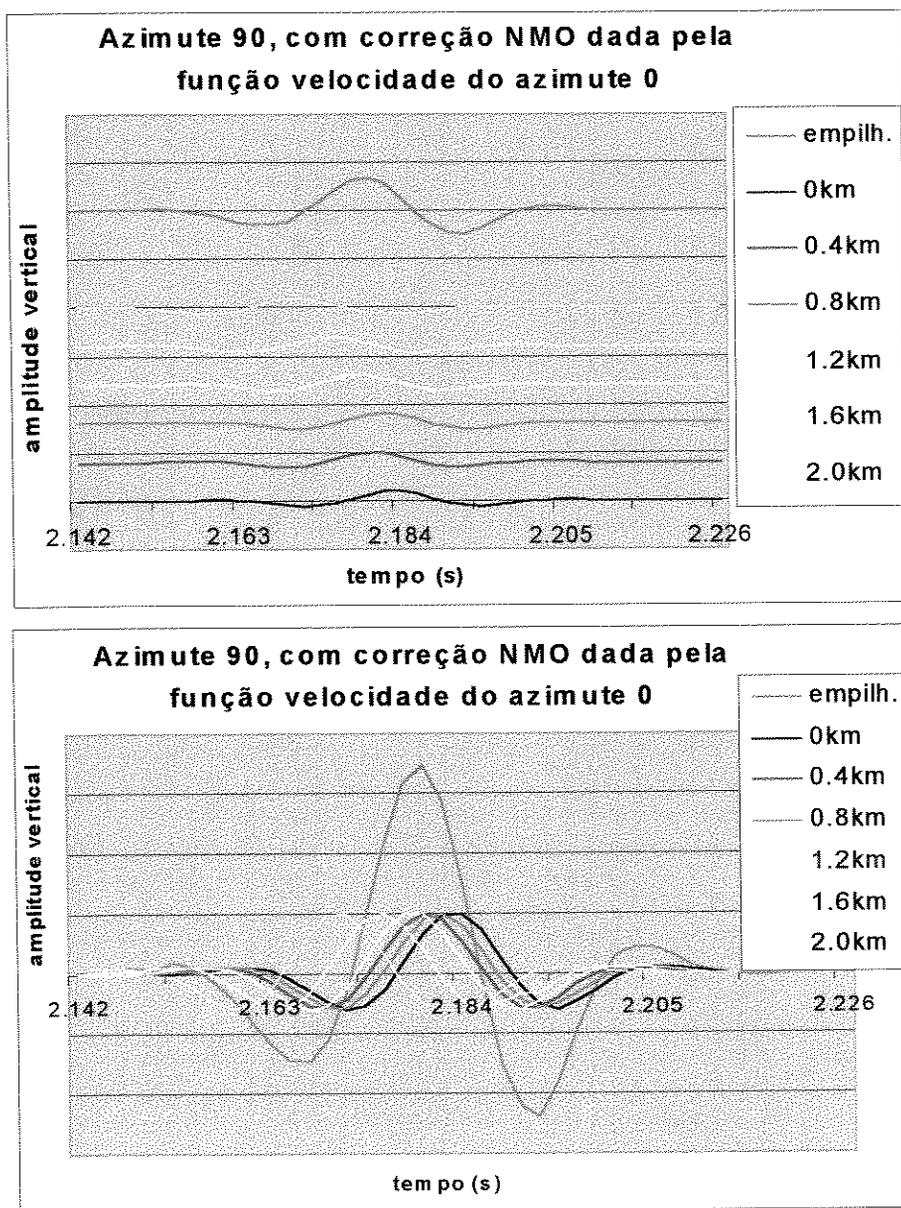


Figura 5. 21: Traços do CMP com azimute 90° , corrigidos com a função velocidade obtida para o azimute 0° , e o traço empilhado correspondente. No diagrama inferior os traços estão superpostos para facilitar a comparação.

Na Figura 5.22 estão mostrados traços que correspondem ao empilhamento de CMPs na mesma posição da zona fraturada ($x = 15\text{km}$; $y = 10\text{km}$; $z = 2,75\text{km}$), mas com diferentes azimutes fonte-receptor. Percebe-se que as condições de anisotropia desse modelo, típicas de reservatórios petrolíferos, imprimiram aos traços empilhados efeitos devido às trajetórias que compõem cada CMP serem adquiridas em diferentes direções e não empilhados corretamente.

Além das imprecisões no posicionamento e amplitude do sinal relacionado ao refletor em questão, haverá redução no conteúdo de frequências para o traço empilhado (Figuras 5.23 e 5.24), se não for apropriadamente definida a velocidade de empilhamento para cada direção

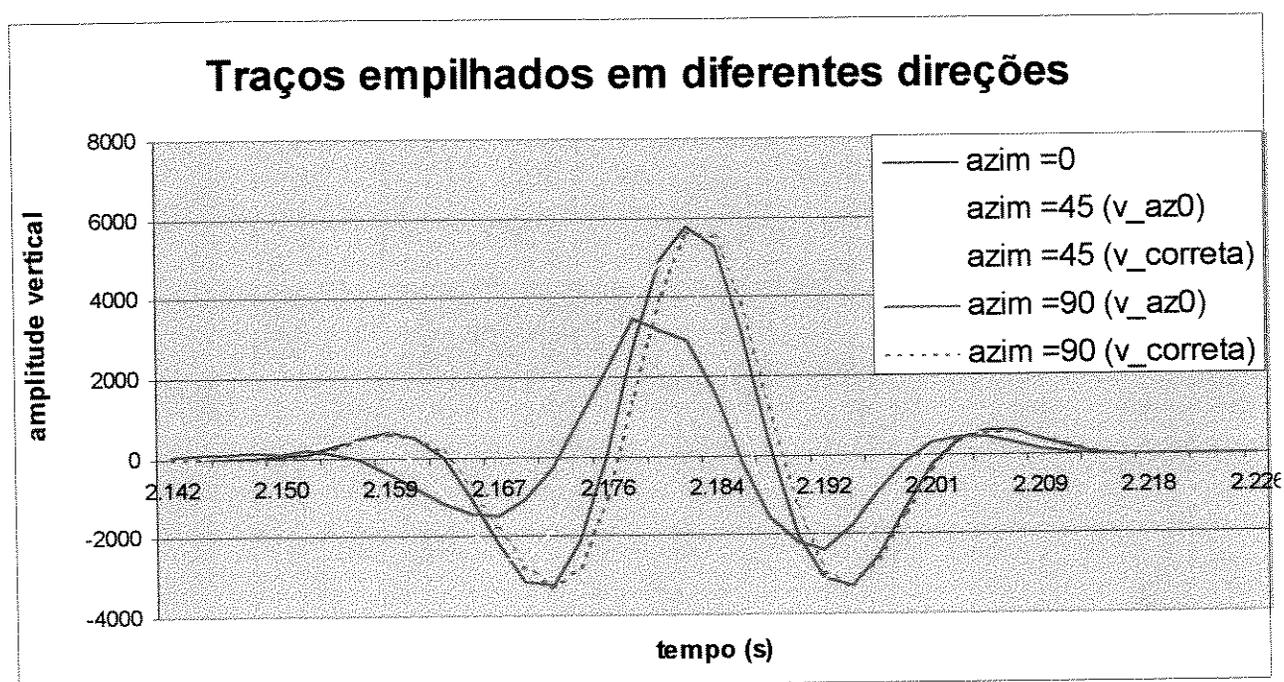


Figura 5. 22: Cada traço corresponde ao empilhamento de CMP na mesma posição da zona fraturada ($x = 15\text{km}$; $y = 10\text{km}$; $z = 2,75\text{km}$), porém com diferentes azimutes fonte-receptor. Para os azimutes 45° e 90° usou-se, além da sua velocidade correta, a obtida para o azimute 0° .

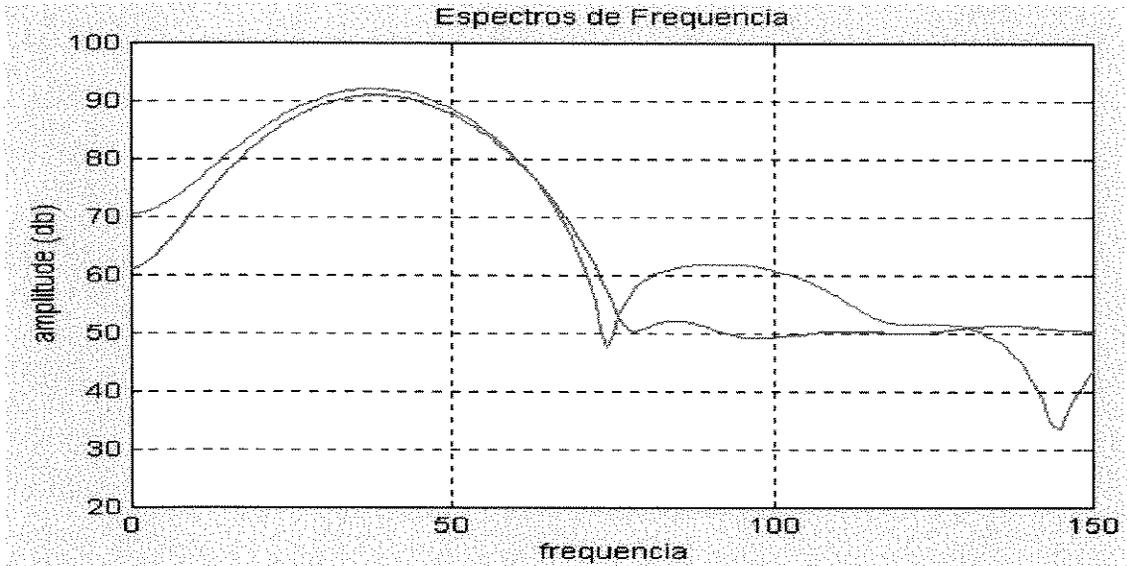


Figura 5. 23: Espectro de frequência para traços resultantes do empilhamento no azimute 45° . A curva azul corresponde ao traço empilhado com velocidade adequada e a vermelha ao traço empilhado com a velocidade obtida para o azimute de 0° .

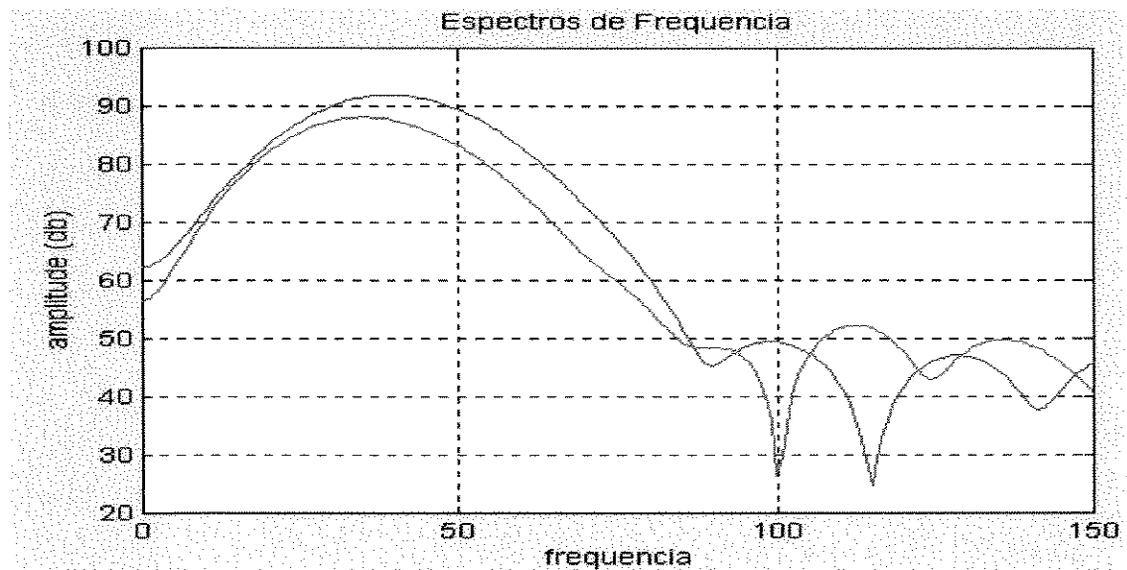


Figura 5. 24: Espectro de frequência para traços resultantes do empilhamento no azimute 90° . A curva magenta corresponde ao traço empilhado com velocidade adequada e a azul ao traço empilhado com a velocidade obtida para o azimute de 0° . Observar atenuação nesta até 80Hz.

Portanto, a utilização de velocidades obtidas em uma determinada direção para empilhar traços adquiridos em outras direções pode ocasionar, além do deslocamento em tempo, uma diminuição da amplitude máxima de até 38,4% e da energia do sinal em até 60,2% (Tabela 5.3).

Esta variação na posição e forma do sinal, refletido a 2750m de profundidade, é devida a um trajeto de aproximadamente 450m nas camadas que não são isotrópicas ou azimutalmente isotrópicas com eixo de simetria vertical: o folhelho ortorrômbico e o arenito TIH, ambas fraturadas.

Sugere-se, então, que os efeitos da anisotropia não sejam negligenciados no processamento sísmico, principalmente em relação à sísmica voltada à caracterização ou monitoramento de reservatórios.

Tabela 5. 3: Comparação entre velocidades de empilhamento, amplitudes máximas e energias dos sinais de seções sísmicas com CMP comum e azimutes diferentes. Os atributos dos azimutes 45° e 90° são calculados com as velocidades apropriadas para estes azimutes e comparados com os atributos obtidos com a velocidade de empilhamento do azimute 0°.

	Azimute 0°	Azimute 45°		Azimute 90°	
		$V_{emp\ 45^\circ}$	$V_{emp\ 0^\circ}$	$V_{emp\ 90^\circ}$	$V_{emp\ 0^\circ}$
Velocidade de empilhamento (m/s)	2500 - 2510	2565 - 2575	2500 - 2510	2610 - 2620	2500 - 2510
<i>Variação % da V_{emp}</i>	---	+2,6	---	+4,4	---
Amplitude máxima	5791	5479	4883	5616	3457
<i>Variação % da A_{max}</i>	---	---	-10,9	---	-38,4
Energia do sinal ($\cdot 10^6$)	169	166	126	161	64
<i>Variação % da E_{sinal}</i>	---	---	-24,0	---	-60,2

5.3 Geometria de aquisição poço a poço

Nesta seção serão feitos, inicialmente, breves comentários sobre a geometria de aquisição poço a poço assim como algumas comparações com a de 3D de superfície. À seguir será mostrada uma modelagem preliminar com as ondas diretas, refletidas e convertidas do modelo sem as fraturas (subseção 5.3.1). Objetivando reproduzir condições próximas das reais, implementou-se no pacote de modelagem utilizado o padrão típico de radiação da fonte em poços para estes levantamentos, que está descrito na subseção 5.3.2. Na subseção 5.3.3 analisa-se detalhadamente as componentes de amplitude e os tempos gerados pela modelagem da onda P direta, para diversas posições da fonte e azimutes fonte-receptores, já utilizando o padrão de radiação descrito na seção anterior.

A aquisição sísmica poço a poço (*cross-hole* ou *cross-well*) é uma técnica usada para a investigação da região entre 2 ou mais poços pela medida dos tempos de trânsito e/ou amplitudes das ondas P e/ou S a partir de uma fonte localizada em um poço e receptores em outros. Esta técnica de aquisição está geralmente relacionada a uma posterior reconstrução de um objeto (meio) baseada na tomografia de tempos de trânsito ("primeiras quebras") ou da tomografia de atenuação (amplitudes) (Sheriff, 1990).

Em relação à aquisição sísmica marítima 3D de superfície, apresenta as vantagens de possibilitar emitir e captar ondas cisalhantes, assim como de investigar o meio com frequências mais altas, pois sofrem menos absorção devido à proximidade da fonte com os receptores e à maior compactação. Portanto trata-se de uma técnica promissora para captar informações com a resolução requerida no desenvolvimento de reservatórios, mas que não tem sido empregada em larga escala. Atribui-se seu pouco uso ao custo do levantamento (implica parada da produção) e à falta da disseminação do potencial técnico investigativo desta ferramenta. Para avaliar este aspecto, ou seja, em que condições pode ser realmente útil para um modelo geológico típico de reservatório petrolífero, procedeu-se a modelagem direta desta geometria de aquisição.

5.3.1 Ondas diretas, refletidas e convertidas para modelo sem fraturas

Ao avaliar o potencial desta técnica de aquisição, deparou-se com um número muito grande de variáveis, cuja possibilidade de combinações excedia a característica "artesanal" de entrada de dados no programa de modelagem. Poderiam ser analisadas as ondas qP, qS1 e qS2, para diversas posições da fonte (F1, F2 e F3, por exemplo), em vários azimutes (0° , 45° , 90°), para distintas posições do modelo (zona fraturada, anisotrópica sem fratura e isotrópica de referência). Também poderiam ser analisadas as ondas diretas, refletidas e refratadas, sendo que estas duas últimas poderiam ser nas interfaces 1 a 6. Os dados obtidos poderiam ser analisados em termos de amplitudes vetoriais (componentes verticais, ou radiais ou ainda transversais), além do tempo de trânsito. Procurou-se, portanto, obter uma idéia geral sobre que tipos de onda (direta, refletida ou convertida) poderiam contribuir para fornecer informações sobre anisotropia para então restringir algumas das variáveis. Analisou-se preliminarmente as camadas anisotrópicas (sem o fraturamento) e seu correspondente isotrópico de referência.

Buscou-se obter boa cobertura angular; situou-se, portanto, os receptores acima e abaixo do reservatório, como mostra a Figura 5. 25. Eles distam 50m entre si, distribuídos da profundidade $z = 2.225\text{m}$ até $z = 2.875\text{m}$. Como há simetria para o reservatório e capeador, e considerando a necessidade de impor algumas restrições nas variáveis nesta modelagem, conforme dito anteriormente, usou-se as posições da fonte assinaladas por F1, F2 e F3. A distância entre poços foi definida em 500m.

MODELO GEOLÓGICO SIMPLIFICADO

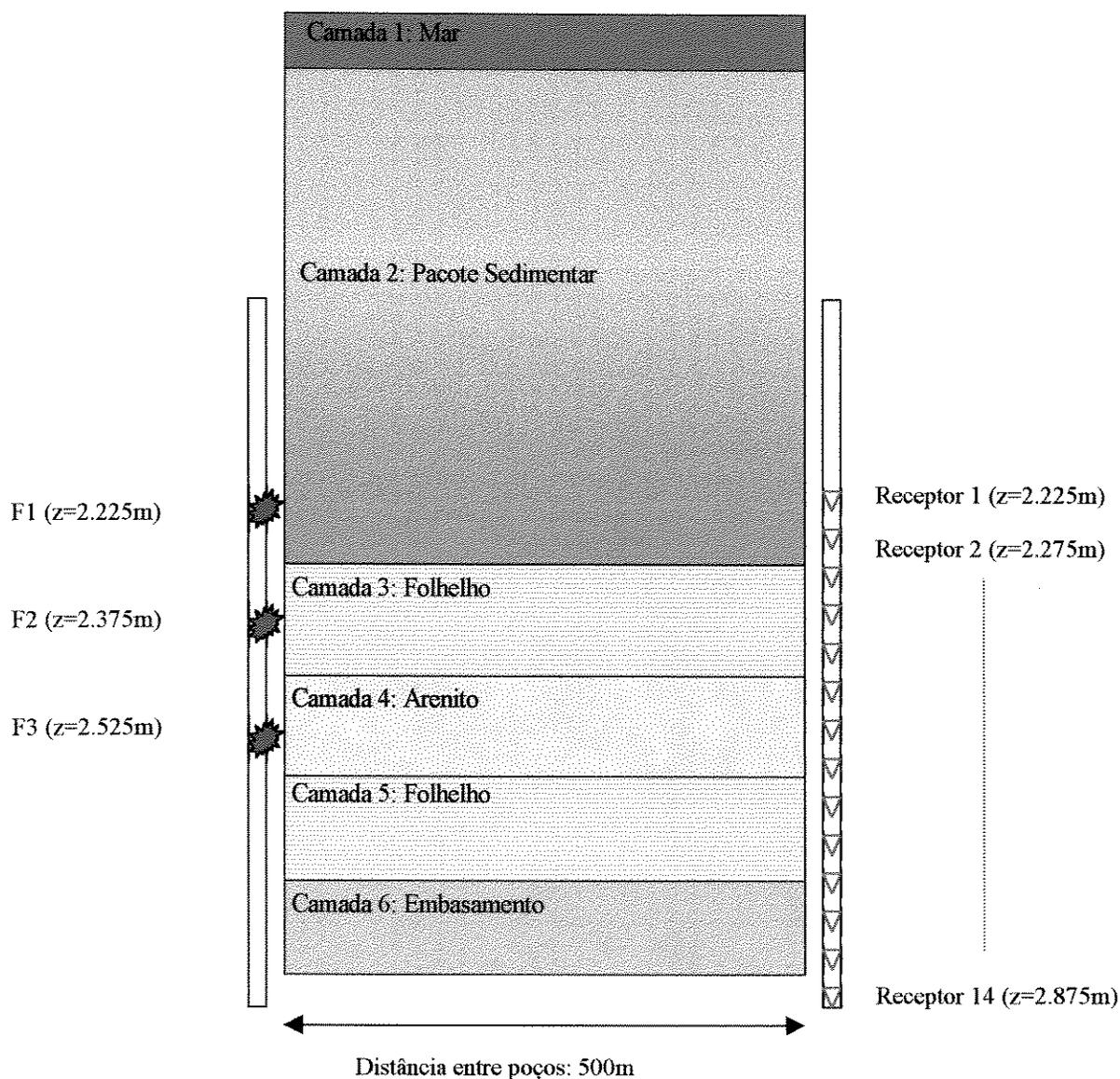


Figura 5. 25: Posição das fontes (em vermelho) e receptores (em azul) em relação ao modelo geológico para a modelagem direta considerando a geometria de aquisição poço a poço.

Investigou-se, primeiramente, as características das ondas **diretas e refletidas** nas camadas próximas à zona de interesse, para posições do modelo onde as camadas estão sem fraturas (chamado de "anis") em relação ao do isotrópico de referência (chamado de "iso"),

posicionando-se a fonte em F1. Para este caso não há necessidade de se adquirir dados em diferentes azimutes, pois a camada anisotrópica apresenta simetria TIV.

As trajetórias das ondas refletidas qP e qS1 estão exemplificadas na Figura 5. 26, com as cores ilustrando a posição das interfaces para permitir identificar mais facilmente estes eventos no sismograma da Figura 5. 28.

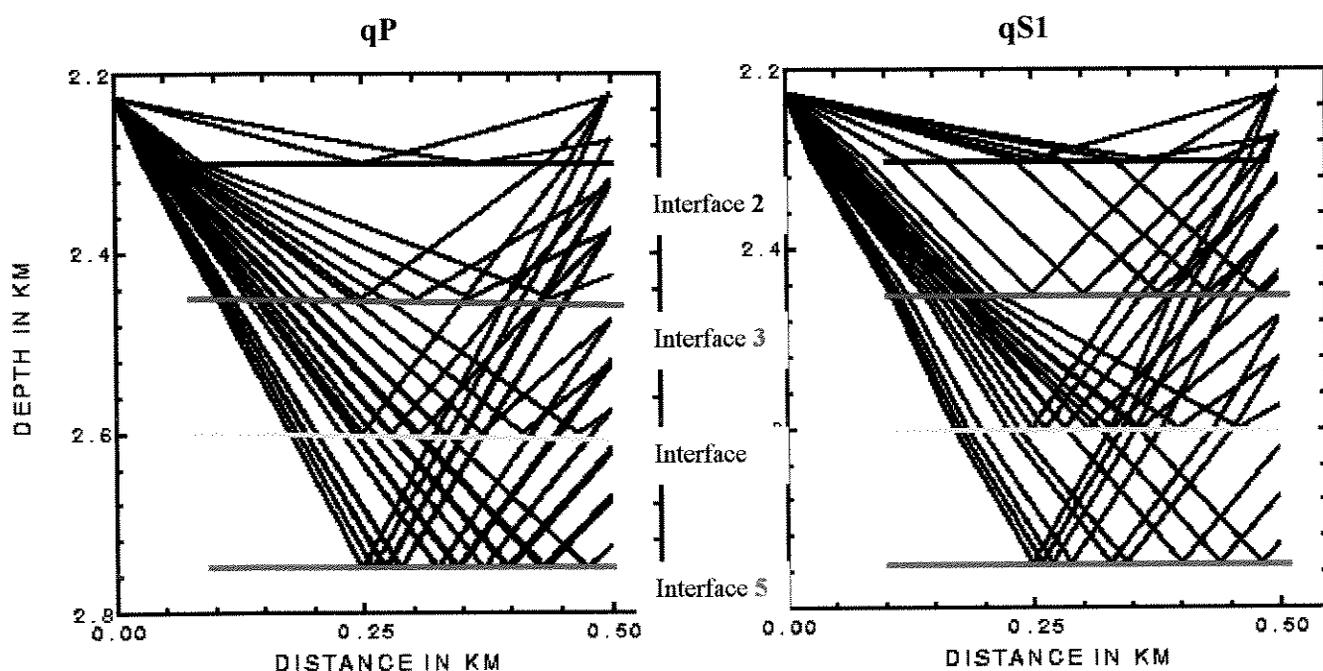


Figura 5. 26: Trajetória dos raios referentes às ondas qP (à esquerda) e qS1 (à direita) refletidas nas interfaces 2 a 5 para a geometria poço a poço no modelo "anisotrópico".

Considerando agora as ondas diretas, percebe-se que as ondas qP e qS1 tem trajetórias bem distintas (Figura 5. 27). Os raios referentes à onda qP, para as características deste modelo, distribuem-se de forma mais homogênea pela zona de interesse, tanto considerando o meio isotrópico de referência como o anisotrópico sem fratura, em relação aos raios referentes à onda qS1.

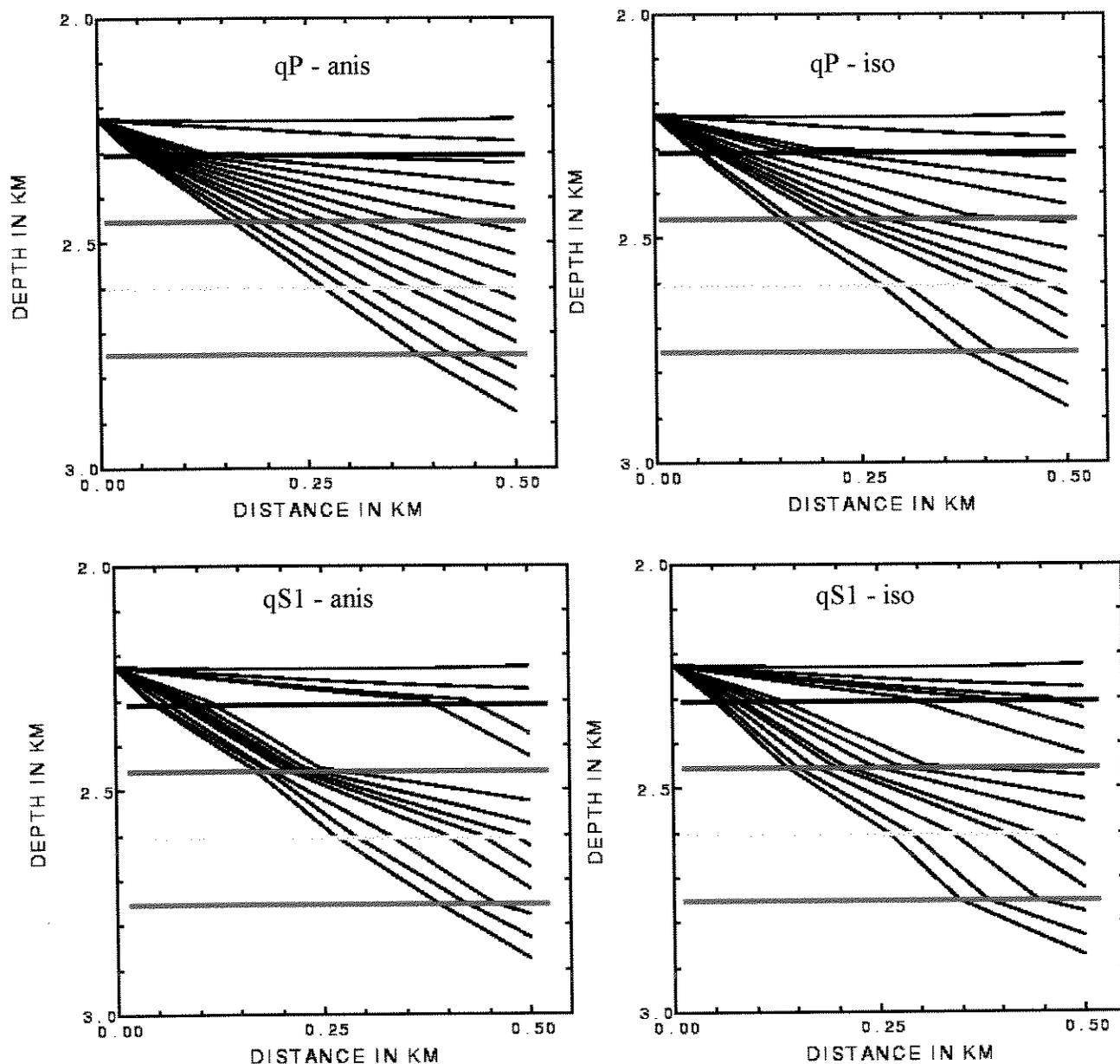


Figura 5. 27: Trajetória dos raios das ondas qP (linha superior) e qS1 (inferior) para meios anisotrópicos (coluna da esquerda) e isotrópicos de referência (coluna da direita).

O sismograma referente à componente vertical da amplitude para os levantamentos com ondas diretas e refletidas está na Figura 5.28. Pode-se observar que as ondas diretas qP e qS1 apresentam-se perceptíveis no sismograma (razoáveis amplitudes verticais). Ambas conseguem

captar a diferença das propriedades elásticas separando o modelo "iso" do "anis", principalmente em receptores atingidos por raios que percorrem maiores distâncias. Em relação às ondas refletidas, apresentam-se em geral com baixas amplitudes, à exceção da reflexão da onda qS1 na interface 3.

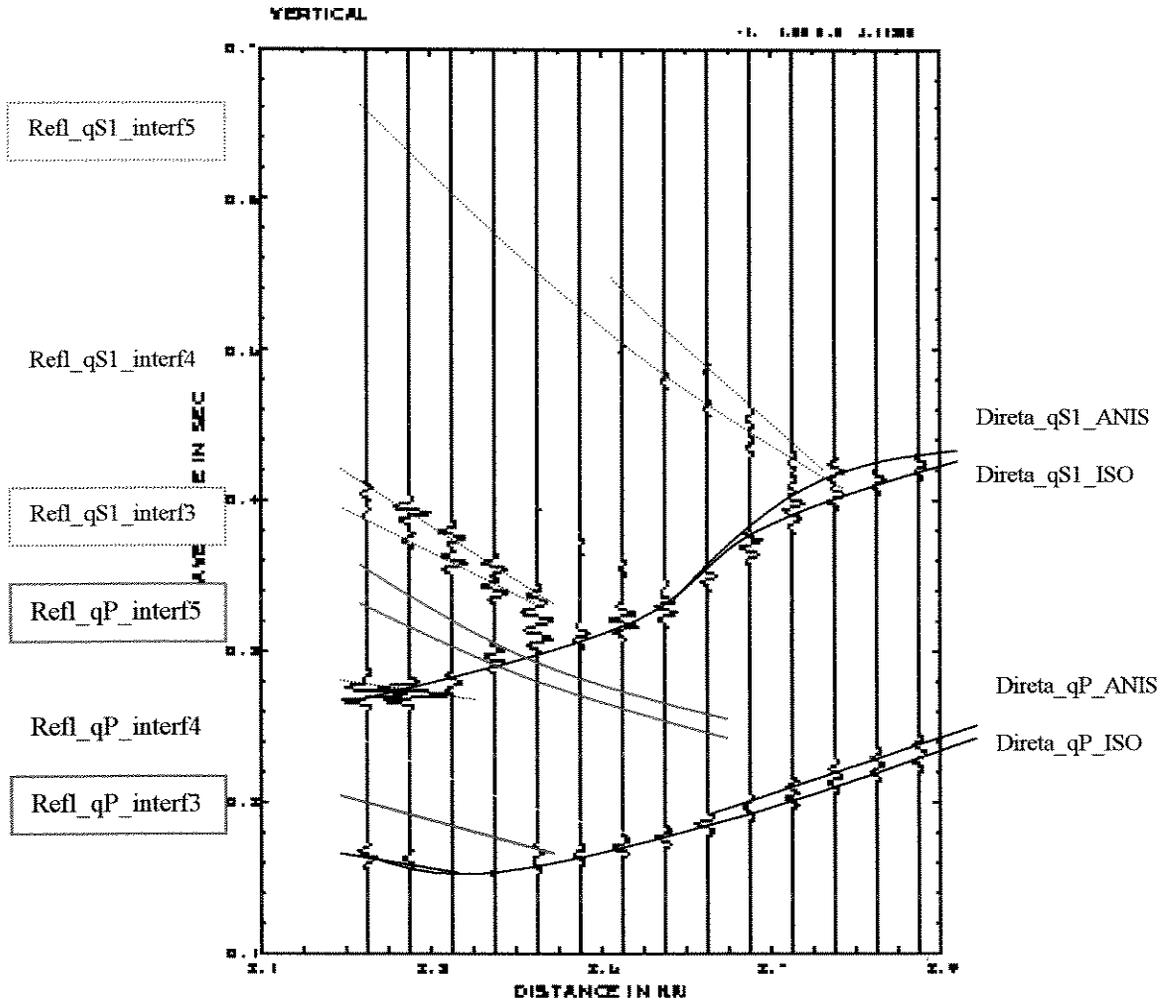


Figura 5. 28: Sismograma a partir da componente vertical das ondas diretas e refletidas para a geometria poço a poço considerando camadas anisotrópicas e isotrópicas de referência. Os eventos presentes no sismogramas estão interpretados de acordo com as cores das interfaces das Figuras 5.26 e 5.27.

Investigou-se também as ondas **convertidas PS e SP**, para as mesmas posições de fonte e receptores, estando os eventos registrados no sismograma da Figura 5. 29.

Percebe-se que os tempos de chegada das ondas SP são maiores que os da PS, pois neste último caso a onda viaja com velocidade P (maior) até atingir uma interface onde sofrerá conversão. Para as interfaces 3, 4 e 5 esta diferença é significativa. Cada evento aparece em um determinado número de traços, que correspondem aos receptores localizados acima da interface que originou aquela conversão. Raramente receptores nestas situações não são atingidos; isto se deve a estarem em uma "zona não iluminada".

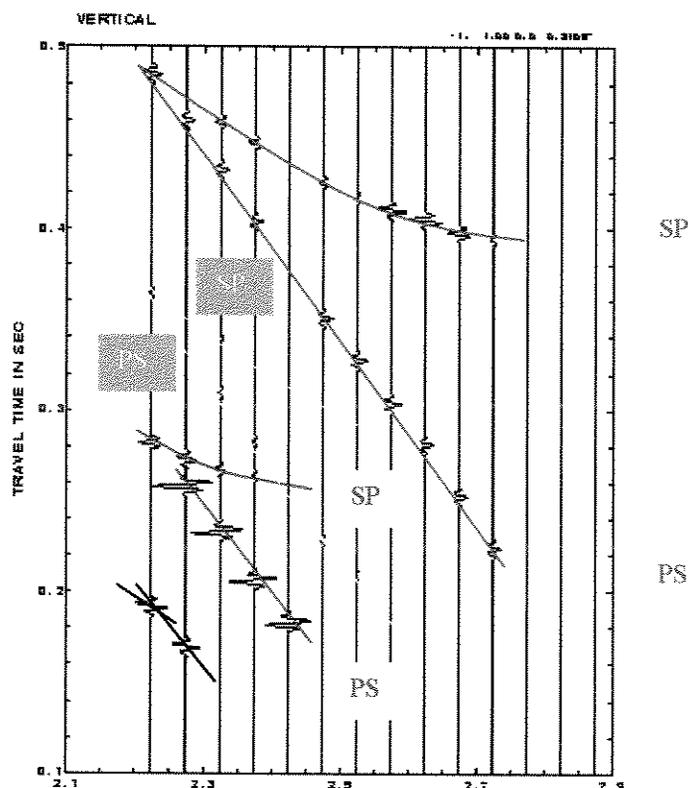


Figura 5. 29: Sismograma sintético para a geometria de aquisição poço a poço com eventos relacionados a conversões PS e SP para o modelo "iso". Os eventos presentes no sismogramas estão interpretados de acordo com as cores das interfaces das Figuras 5.26 e 5.27.

Devido à necessidade de restringir as variáveis na modelagem e ao potencial investigativo e de uso da onda P direta, decidiu-se enfocá-la de modo a permitir sua análise de

modo mais detalhado. Procurou-se, então, definir o padrão de radiação da fonte usual para esta geometria de aquisição de forma que os resultados a serem obtidos se aproximassem da realidade.

5.3.2 Definição do padrão de radiação da fonte:

Para modelar a propagação de ondas sísmicas através do método de aquisição poço a poço da forma mais realista possível, procurou-se caracterizar o padrão de radiação considerando a fonte de energia mais utilizada para este método, assim como as demais condições típicas.

As fontes piezoelétricas por preservarem melhor a integridade física do poço predominam sobre as de *airguns*. Aquelas usualmente são utilizadas em poços revestidos e preenchidos por fluidos. Procurando descrever a variação das amplitudes das ondas geradas com esta fonte em função das propriedades dos meios, do ângulo de propagação e do tempo, implementou-se no programa de modelagem sísmica utilizado as expressões abaixo (Lee & Balch, 1982) que descrevem estas dependências.

$$U_R = E \cdot F_p \cdot \left(1 - 2 \cdot \frac{\beta_2^2}{\alpha_2^2} \cdot \cos^2 \phi\right) \cdot \frac{G'(t - R/\alpha_2)}{\alpha_2 \cdot R} \quad (5.1)$$

$$U_\phi = 2 \cdot E \cdot F_s \cdot \sin \phi \cdot \cos \phi \cdot \frac{G'(t - R/\beta_2)}{\beta_2 \cdot R} \quad (5.2)$$

$$E = \frac{V_0 \cdot \rho_1}{4 \cdot \pi \cdot \rho_2} \quad (5.3)$$

$$F_p = \frac{1}{(\rho_1/\rho_2 + \beta_2^2/\alpha_1^2 - \beta_2^2/\alpha_2^2 \cdot \cos^2 \phi)} \quad (5.4)$$

$$F_s = \frac{1}{(\rho_1/\rho_2 + \beta_2^2/\alpha_1^2 - \cos^2 \phi)}$$

(5. 5)

Sendo que:

ρ_1 = densidade do fluido no poço;

ρ_2 = densidade da camada vizinha ao poço;

α_1 = velocidade da onda P no fluido do poço;

α_2 = velocidade da onda P na camada vizinha ao poço;

β_1 = velocidade da onda S no fluido do poço;

β_2 = velocidade da onda S na camada vizinha ao poço;

R = distância da fonte ao ponto considerado;

V_0 = deslocamento de volume da fonte;

$G'(t)$ = derivada da *wavelet*.

U_R e U_ϕ = componentes do deslocamento da partícula em coordenadas esféricas;

E = termo escalar que determina a magnitude do campo de deslocamento;

F_P e F_S = termos relacionados ao efeito do fluido no poço para na radiação das ondas longitudinais e cisalhantes, respectivamente;

ϕ = ângulo entre a direção de propagação considerada e a direção longitudinal do poço.

Escolheu-se lama normal como o fluido de preenchimento do poço, e utilizou-se seus parâmetros médios (Tabela 5. 4). Por exemplo, para 205 microsegundo/pé teremos $V_p = 1/[205*(10^{-6}/0,3048)] = 1487$ m/s.

Tabela 5. 4: Características dos fluidos presentes nos poços (extraído de Schlumberger, 1985)

Fluido	Tempo trânsito (microsegundo/pé)
Água pura	205,5
Fluido de completação	165 a 180
Lama normal	200 a 210
Lama a base de óleo	225

A forma do padrão de radiação é distinto para as ondas P e S (Figura 5. 30), sendo que para a onda P as amplitudes são maiores na direção perpendicular ao poço e decrescem ao se afastar desta direção. Para a onda S, os lobos que representam a amplitude atingem o máximo em uma direção intermediária e são simétricos em relação ao sentido transversal ao poço. exemplifica estes comportamentos. Este padrão se mantém tridimensionalmente, bastando uma rotação ao redor do eixo do poço para representá-lo como um volume 3D.

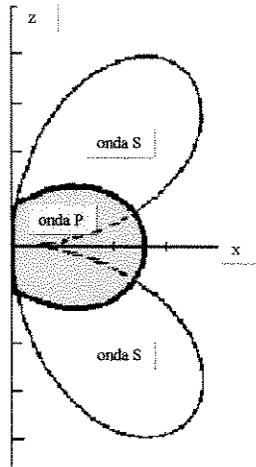


Figura 5. 30: Padrões de radiação para ondas P e S considerando sólido de Poisson, meio isotrópico e razões $\rho_2/\rho_1 = 2,75$ e $\alpha_2/\alpha_1 = 4,0$ (modificado de Lee e Balch, 1982).

Ressalta-se que apesar de considerarmos essencial a utilização do padrão de radiação descrevendo a variação da amplitude neste tipo de aquisição em que se investigam detalhes (alta resolução), os programas de modelagem usualmente não contemplam esta opção, a partir de agora implementada no programa Anray.

5.3.3 Ondas diretas qP

Nesta seção serão apresentados e comentados os atributos sísmicos resultantes da modelagem através de ondas qP diretas. Utilizou-se as posições F1, F2 e F3 para a fonte e investigou-se os azimutes 0° , 45° e 90° . Para os outros azimutes maiores que 90° há repetição por questões de simetria. Para a emissão de energia foi considerado o padrão de radiação descrito na seção anterior. Comparou-se para idênticas características de aquisição as respostas obtidas na zona fraturada (**anifr**) do modelo geológico com as mesmas camadas considerando que não havia fratura (**ani**), assim como considerando seus parâmetros elásticos

dados pelo correspondente isotrópico de referência (**isoref**). Os dados resultantes dessa modelagem podem ser agrupados de diversas formas, mas basicamente podem ser separados em 2 grupos de acordo com o atributo analisado: tempos de trânsito ou amplitudes vetoriais.

- **Tempos de trânsito**

A análise dos tempos de chegada para os raios que percorrem diferentes condições geológicas dessas camadas (distintos conjuntos de parâmetros elásticos), pode ser feita observando a Figura 5. 31. Nesta figura o azimute da aquisição corresponde a 0 graus, estando a fonte na posição $x = 14,75\text{km}$ e em relação à vertical nas coordenadas $z = 2,225\text{km}$ (F1), $z = 2,375\text{km}$ (F2) e $z = 2525\text{km}$ (F3) (Figura 5.25). A projeção horizontal do perfil de receptores está em $x = 15,25\text{km}$ (o máximo do fraturamento dá-se em $x = 15\text{km}$).

Percebe-se que o fraturamento causa um atraso (redução) nos tempos de trânsito perceptível em todos os receptores exceto nos 2 superiores quando a fonte está na posição F1, na camada 2 (pacote sedimentar), pois os raios não atravessam as camadas fraturadas. Para esta posição de emissão de energia, a diferença de tempo tende a aumentar com a profundidade do receptor, reflexo do maior caminho percorrido, atingindo quase 20ms. Como era de se esperar visto que o meio isotrópico de referência é uma aproximação isotrópica de um meio anisotrópico, os tempos de chegada para estes 2 modelos são próximos e se alternam em relação às primeiras chegadas. Na posição da fonte F2, por exemplo, para os 5 receptores superiores do perfil a propagação no modelo **isoref** é mais lenta que para o **ani**, e nos 5 inferiores acontece o contrário. Para a posição da fonte F3, por ser simétrica em relação aos limites das camadas de folhelho, o atraso de percurso causado pelo meio **anifr** é praticamente constante para todos os receptores, a menos dos 3 inferiores que estão posicionados dentro da camada isotrópica (embasamento). Portanto, para esta distância entre poços (500m) e demais características de aquisição, a presença de fraturamento é responsável por uma diferença nos tempos de percurso na ordem de 18ms, sendo um bom indicativo de anisotropia.

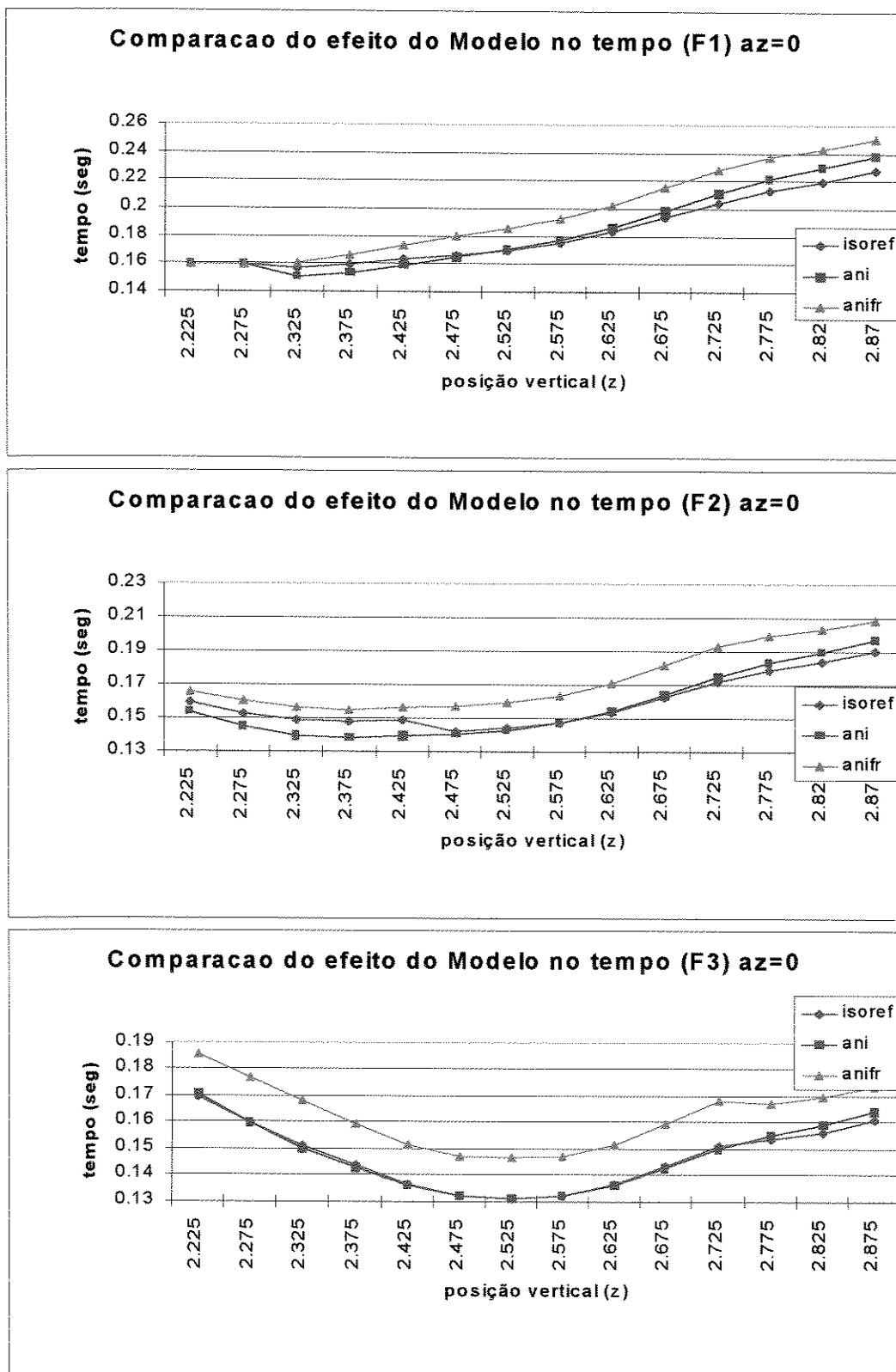


Figura 5. 31: Efeito dos modelos isotrópico de referência (isoref), anisotrópico (ani) e anisotrópico fraturado (anifr) nos tempos de percurso para azimute fonte-receptores de 0° , nas posições de fonte F1, F2 e F3.

Pode-se ainda analisar o tempo de chegada de outra forma: fixando uma porção do modelo (zona fraturada, no caso) e variando os azimutes de aquisição 0, 45 e 90 graus, para as 3 posições de fonte F1, F2 e F3 (Figura 5. 32).

Sempre que os raios atravessam a zona com fraturas (exceção são os raios captados pelos 2 receptores superiores para fonte em F1), os tempos de trânsito aumentam proporcionalmente à distância do receptor com o plano horizontal que contém a fonte, como era de se esperar. Para a direção de 0° os tempos são maiores que em outras direções, independente da posição da fonte, pois o vetor velocidade de fase é quase-ortogonal ao plano de fraturamento. O tempo de trânsito mínimo é atingido quando aquele vetor é quase-paralelo ao referido plano. A diferença entre os tempos máximo e mínimo atinge 15ms, sendo em média de 10ms a 14ms entre os azimutes 0° e 90° , conforme Tabela 5. 5.

Tabela 5. 5: Valores médios entre as diferenças entre tempos (em milissegundos) de percurso para diferentes azimutes em posições correspondentes de receptores.

Diferença entre tempos nos azimutes	Posições da fonte		
	F1	F2	F3
Az 0° - Az 45°	5,9	8,4	8,0
Az 45° - Az 90°	4,4	5,6	5,2
Az 0° - Az 90°	10,3	14,0	13,2

Portanto no caso de um levantamento em que haja diversos poços e seja possível um levantamento com multiazimutal, a depender do número de azimutes é possível pela diferença de tempo estimar a posição do plano preferencial de fraturamento caso o sistema de registro tenha sensibilidade para detectar a ordem de grandeza dos tempos de trânsito dada pela Tabela 5. 5.

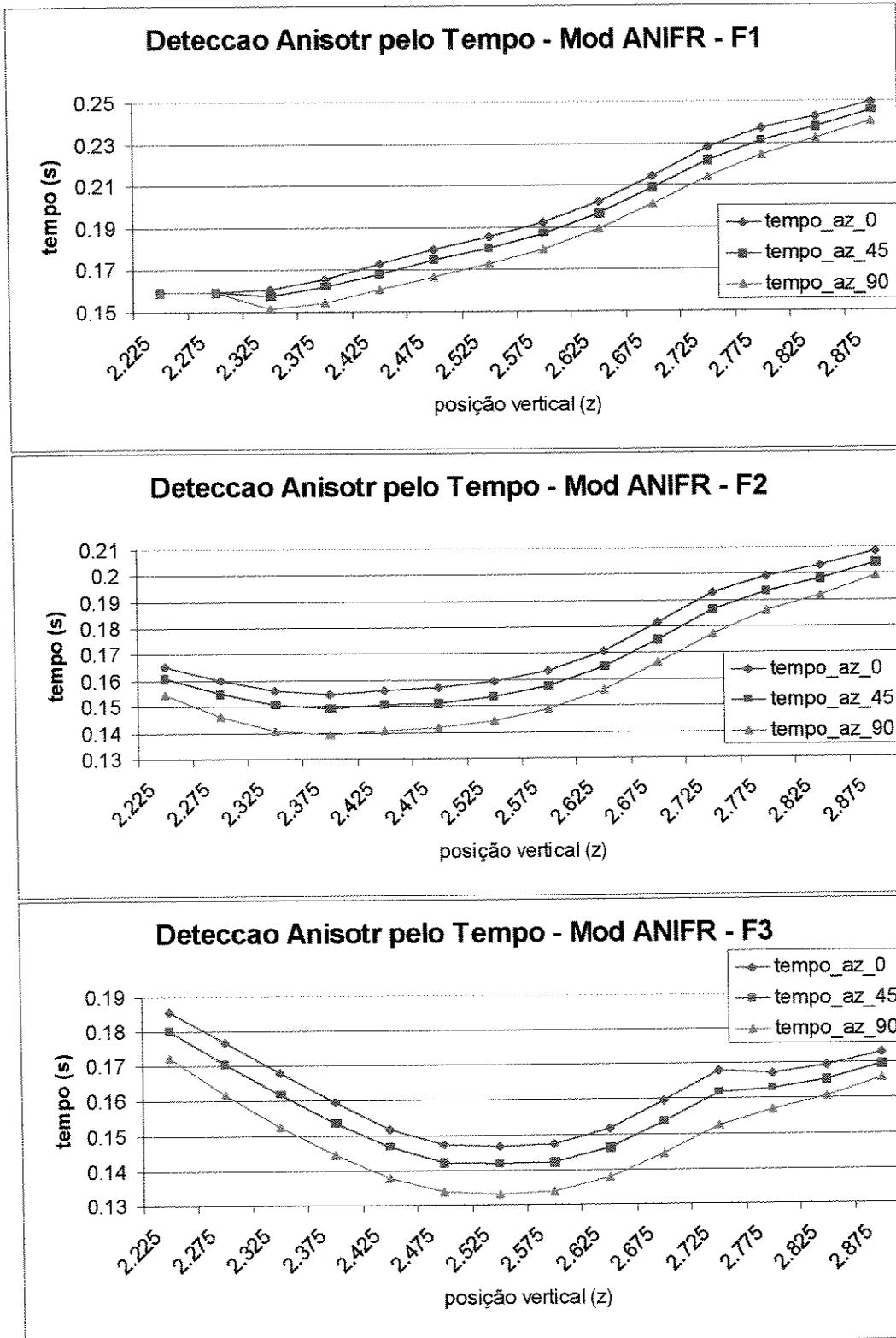


Figura 5. 32: Comportamento do tempo de trânsito da onda direta qP para a zona fraturada (anifr) na aquisição poço a poço para diferentes azimutes fonte-receptores nas posições de fonte F1, F2 e F3.

- **Amplitudes vetoriais**

Uma das maneiras de se obter informações sobre fraturamento utilizando a onda qP direta é comparando as amplitudes vetoriais dos raios que percorrem zonas fraturadas com os que viajam pelas mesmas camadas sem fraturas e pelo seu equivalente meio isotrópico de referência. As componentes da amplitude para este tipo de modelagem estão ilustradas nas Figuras 5.33 a 5.35, para o qual manteve-se fixo o azimute (0 graus) e as demais condições de aquisição, exceto a fonte que percorreu as posições F1, F2 e F3.

Percebe-se que para todas as posições da fonte (F1, F2 e F3), e em todas as condições do meio, até na presença de fraturas, a componente transversal da amplitude para o azimute de 0° é zero. Isto se deve a estarmos considerando a onda qP cujo vetor deslocamento é tangente ao vetor velocidade e a sua trajetória, contida no plano de simetria das camadas. A componente vertical da amplitude tende a aumentar com a profundidade do receptor implicando diminuição da componente radial. Este padrão é por vezes alterado para o receptor imediatamente abaixo de uma interface, quando na passagem do raio por ela há uma horizontalização do raio (se afasta da normal) devido ao contraste dos parâmetros elásticos. Ressalta-se que este comportamento independe da anisotropia do meio.

As componentes de amplitude para raios que percorrem o modelo isotrópico de referência são geralmente intermediários ao das camadas anisotrópicas, comportamento previsível pois derivaram desta. No trecho correspondente ao arenito ($z = 2,45\text{km}$ a $2,6\text{km}$) há diferença nas componentes de amplitude entre raios que percorrem as camadas **isoref** e **ani** para as posições de fonte F1 e F2. A primeira vista não era de se esperar que isto acontecesse, uma vez que para o **ani** o arenito também é isotrópico, e seus parâmetros elásticos são idênticos ao do **isoref**. Mas esta diferença nas componentes relaciona-se ao percurso da raio, que atravessou a camada sobreposta (folhelho), imprimindo feições distintas: no caso do **isoref**, o folhelho é isotrópico; no **ani**, é TIV. Já quando a fonte está em F3, dentro do arenito, as componentes coincidem. Porém sem um conhecimento razoável *a priori* do modelo, obtendo dados de amplitude vetorial em apenas 1 azimute é muito difícil tecer conclusões a respeito da anisotropia do modelo. *

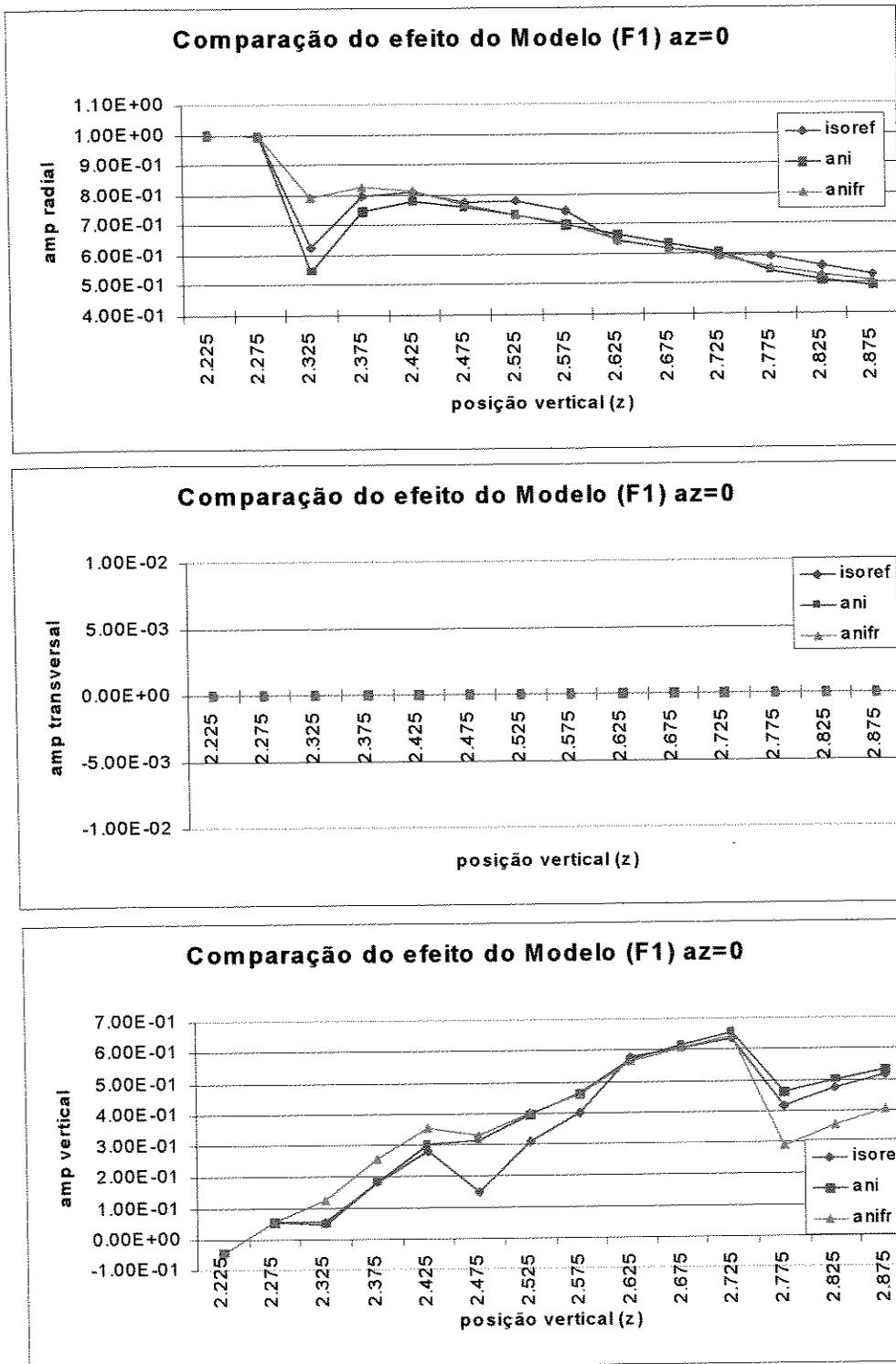


Figura 5. 33: Efeito dos modelos isotrópico de referência (isoref), anisotrópico (ani) e anisotrópico fraturado (anifr) nas componentes de amplitude vetorial para onda direta qP na aquisição poço a poço na posições de fonte F1. Azimute fonte-receptores fixo em 0 graus.

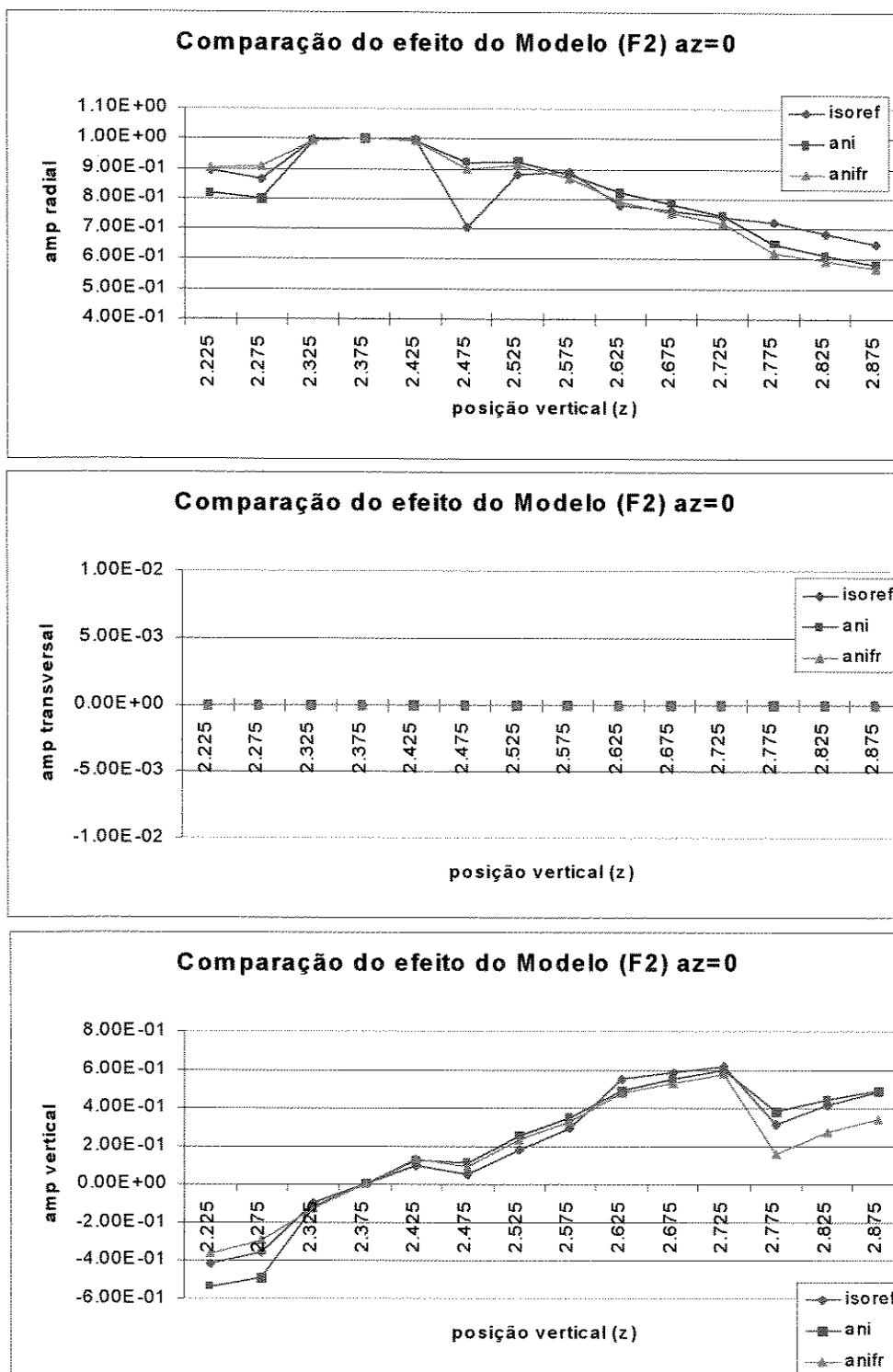


Figura 5. 34: Efeito dos modelos isotrópico de referência (isoref), anisotrópico (ani) e anisotrópico fraturado (anifr) nas componentes de amplitude vetorial para onda direta qP na aquisição poço a poço na posições de fonte F2. Azimute fonte-receptores fixo em 0 graus.

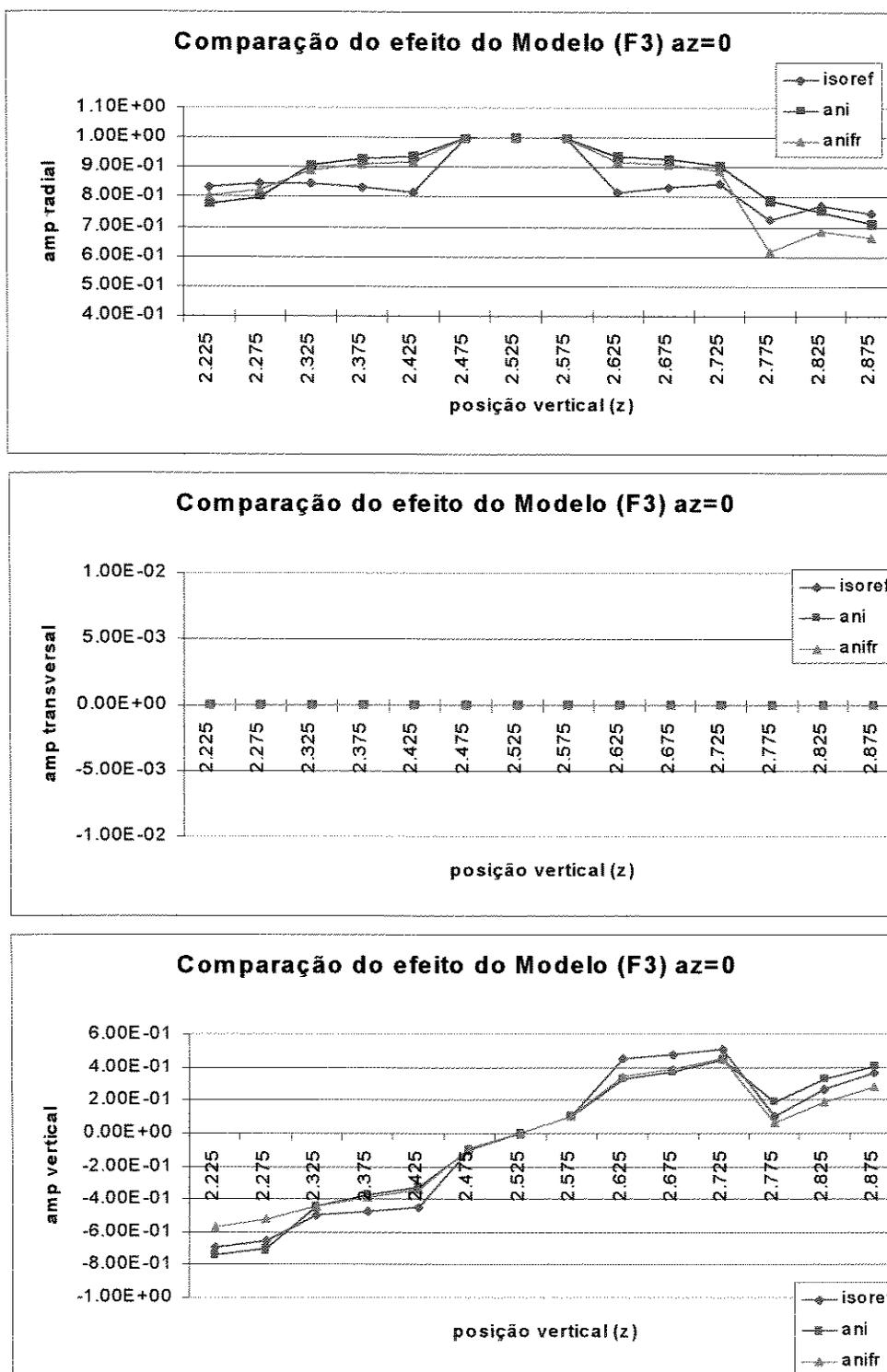


Figura 5. 35: Efeito dos modelos isotrópico de referência (isoref), anisotrópico (ani) e anisotrópico fraturado (anifr) nas componentes de amplitude vetorial para onda direta qP na aquisição poço a poço nas posições de fonte F3. Azimute fonte-receptores fixo em 0 graus.

Considerando ainda o atributo amplitude vetorial, outra maneira de investigar a zona de fraturamento é através de levantamentos multiazimutais. Sabe-se que na prática é dispendioso pois requer a colocação de receptores em vários poços. Porém pode fornecer informações interessantes, como ilustrado pelas Figuras 5.36 a 5.38.

Como as camadas fraturadas deste modelo podem ser aproximadas por meios com simetrias ortorrômbica e TIH, e os planos verticais de simetria para este modelo estão em 0° e 90° , apenas nestes planos a componente transversal para a onda qP será nula. Em outras palavras, ao realizar um levantamento poço a poço e detectar componente transversal da onda emitida qP, sabe-se que aquela direção não é a do fraturamento nem perpendicular a ela. Infelizmente este é o caso mais comum.

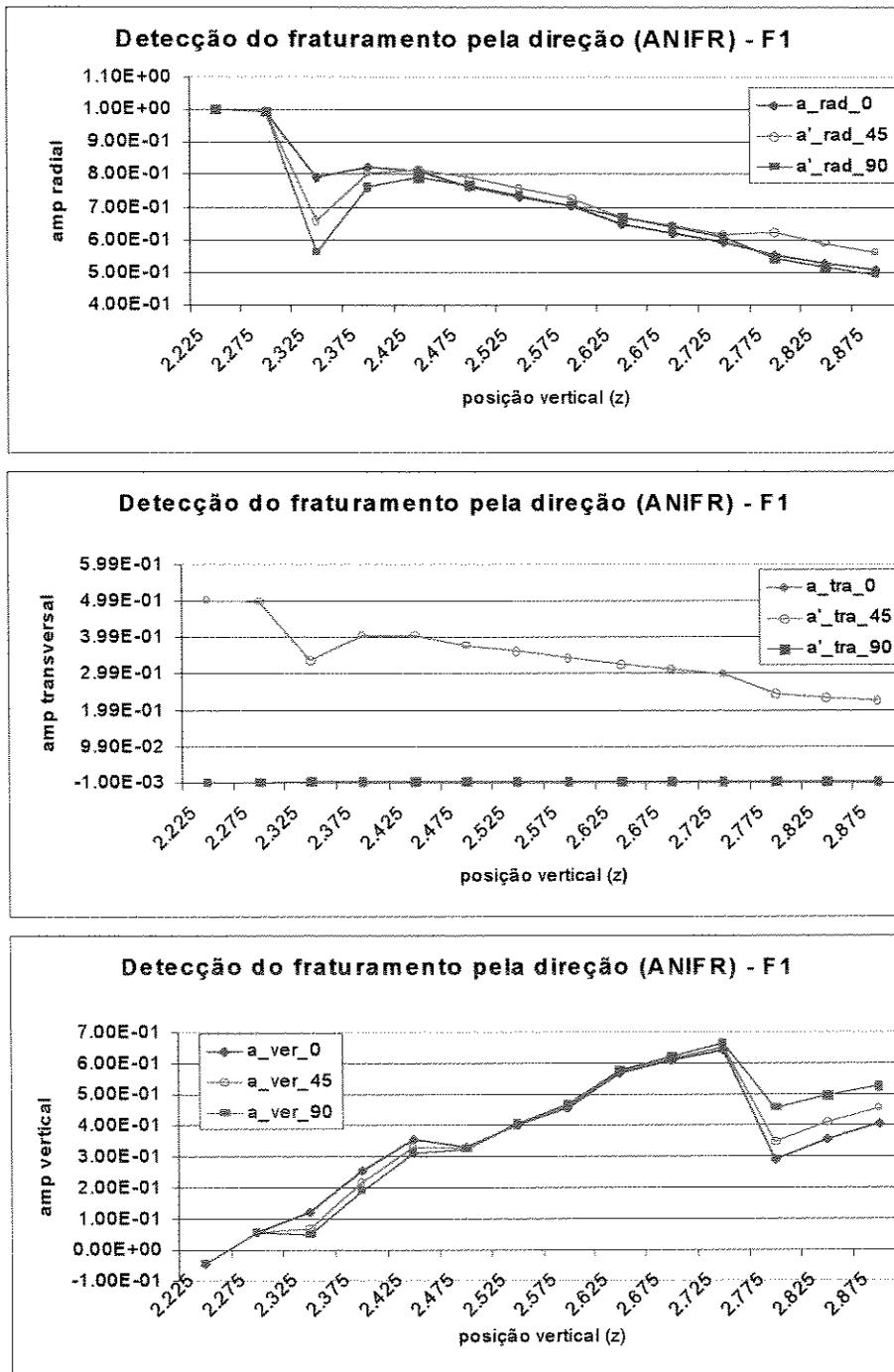


Figura 5. 36: Comportamento das componentes de amplitude da onda direta qP para a zona fraturada (anifr) na aquisição poço a poço para diferentes azimutes fonte-receptores na posição da fonte F1.

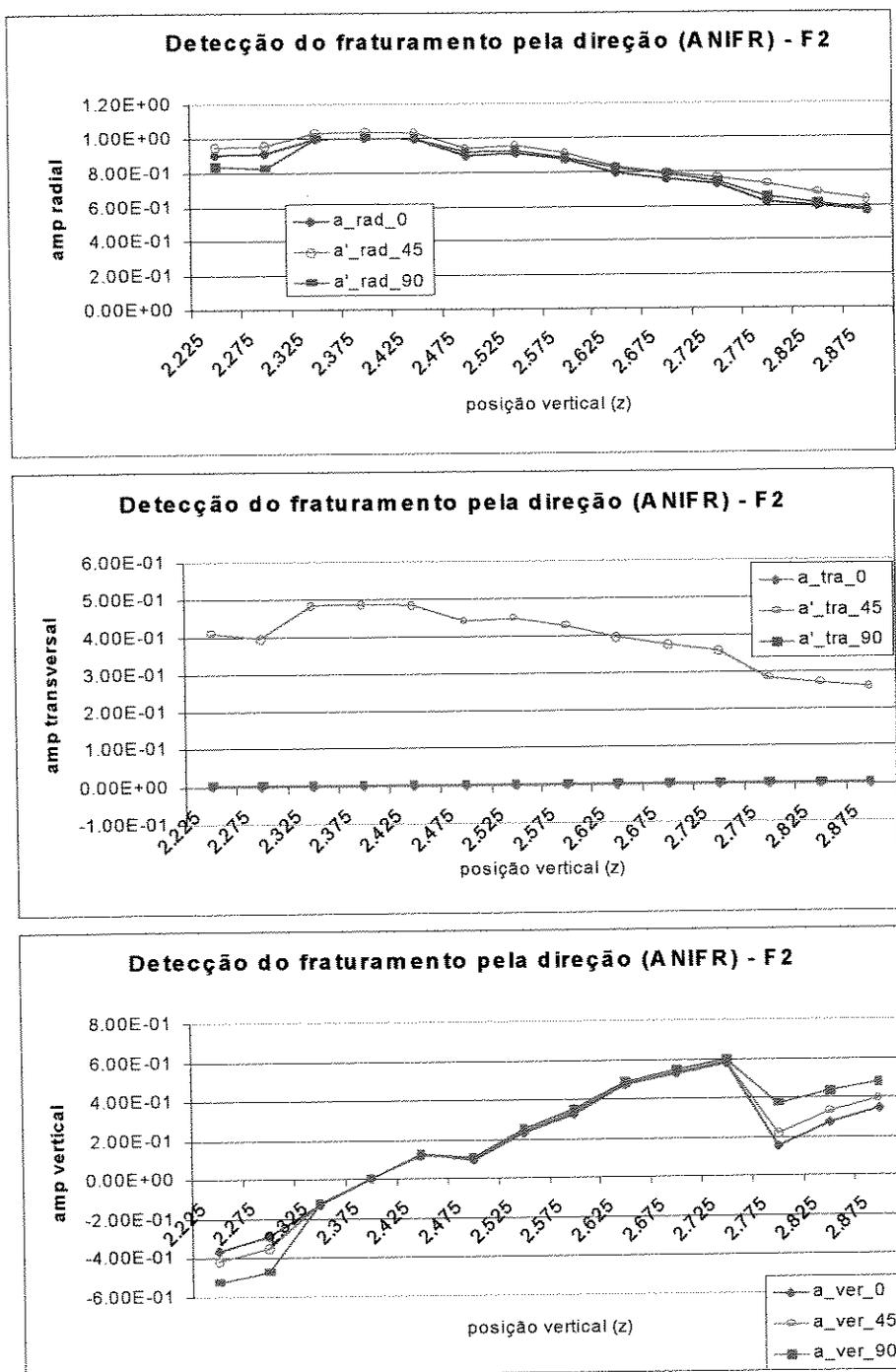


Figura 5. 37: Comportamento das componentes de amplitude da onda direta qP para a zona fraturada (anifr) na aquisição poço a poço para diferentes azimutes fonte-receptores na posição da fonte F2.

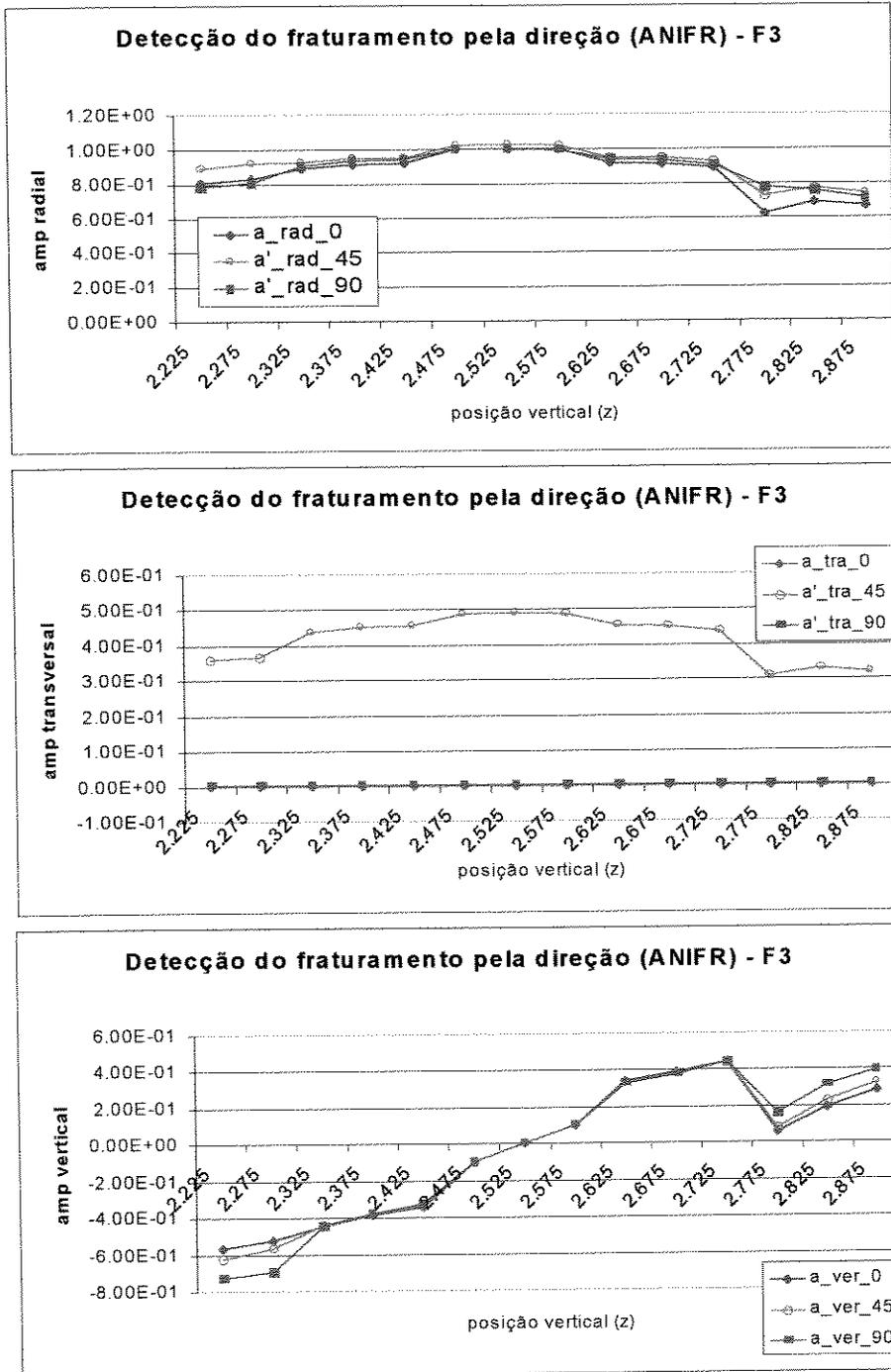


Figura 5. 38: Comportamento das componentes de amplitude da onda direta qP para a zona fraturada (anifr) na aquisição poço a poço para diferentes azimutes fonte-receptores na posição da fonte F3.

Capítulo 6

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Neste capítulo serão mostradas as conclusões deste trabalho em relação a aspectos gerais do modelo (seção 6.1), à aquisição 3D de superfície (seção 6.2) e à aquisição poço a poço (seção 6.3). Na seção 6.4, última deste trabalho, serão feitas algumas sugestões relacionadas aos resultados obtidos.

6.1 Conclusões gerais sobre o modelo

A opção por utilizar um modelo numérico para caracterizar um reservatório de petróleo e tecer comentários sobre algumas geometrias de aquisição sísmica mostrou-se adequada em relação à flexibilidade que este tipo de modelo proporciona. A possibilidade de caracterizar minuciosamente alguns aspectos da propagação sísmica no modelo em estudo facilitou a interpretação dos resultados.

Constatou-se neste modelo que, em determinadas condições, o aumento do fraturamento ocasiona redução da anisotropia. O folhelho que se apresentava anisotrópico - TIV, passa lateralmente para ortorrômbico nas porções que lhe é superposto o fraturamento ("interferência de anisotropias"), reduzindo sua anisotropia para a onda P: \mathcal{E}_x passa de 24,4% para 11,2%. Porém, para o arenito reservatório que originalmente era isotrópico, a presença de fraturas causou o aumento da anisotropia. Para esta camada, este mesmo indicador de anisotropia (\mathcal{E}_x) passou de 0% para 9,1%. Portanto o "dogma" de que o aumento do

fraturamento implica aumento da anisotropia deve ser visto com cuidado, pois para determinadas direções e indicadores isto não acontece.

O comportamento das ondas cisalhantes na zona fraturada é mais complexo. A utilização de superfícies de velocidade permitiu caracterizá-lo mais adequadamente. As ondas qS1 e qS2 também se mostraram sensíveis ao grau de fraturamento, diminuindo as suas velocidades de fase (exceto na região de singularidade) à medida que aumenta a intensidade das fraturas.

Os coeficientes de reflexão R_{pp} calculados para as interfaces do modelo confirmaram que a variação azimutal dos mesmos só acontece nas interfaces envolvendo as camadas ortorrômbica ou TIH. Portanto a utilização de técnicas a partir da variação azimutal do levantamento não teriam sentido fora da zona de fraturas (em meios transversalmente isotrópicos com eixo de simetria vertical, por exemplo), ou nesta zona até a profundidade de 2,3km. Com base no comportamento desses coeficientes pode-se projetar aquisições sísmicas para que os afastamentos fonte-receptores permitam aumentos relativos na amplitude do sinal refletido. Para o topo do reservatório (Figura 5.6), por exemplo, o ângulo crítico está entre 63 a 68 graus, a depender do azimute considerado.

Algumas conclusões obtidas para as geometrias 3D de superfície e poço a poço utilizando a onda P, cuja aquisição e processamento com a tecnologia atual são mais viáveis, serão a seguir comentadas.

6.2 Conclusões sobre a aquisição 3D de superfície

A aquisição 3D de superfície utilizando afastamentos nulos e onda P, simulando de forma aproximada seções cujos traços já foram corrigidos da distância entre a fonte e o receptor, ou mesmo afastamentos muito curtos, só traria informações a depender do azimute da seção. Para o azimute de 90° não é possível captar heterogeneidade (Figura 5.12) pois esta direção é paralela aos planos de simetria de todas as camadas. Na seção obtida para o azimute

45° o tempo de percurso dos raios não se altera para as interfaces 1 e 2, pois os meios sobrepostos a elas são isotrópicos. Para as interfaces 3, 4 e 5 há um aumento no tempo de percurso de 2, 4 e 6ms, respectivamente (Tabela 5.2), para os raios que incidem na zona com maior grau de fraturamento. Em relação à amplitude vertical, há variação dos valores entre diferentes posições de 4,3% a 34,6%, a depender da interface (Tabela 5.1). A diferença máxima que ocorre para a interface 2 (Figura 5.13) deve estar relacionada ao contraste dos parâmetros elásticos entre os 2 meios; observa-se que seus valores de amplitude vertical são menores que os de outras interfaces (ordem de 10^{-2}) devido aos coeficientes R_{pp} próximos de zero (Figura 5.4). Para o azimute de 0° também há variações das amplitudes verticais em função da posição do raio em relação à zona fraturada (Figura 5.14). Como esta direção é perpendicular à de fraturamento, a influência da heterogeneidade nas variações desta componente de amplitude é maior que para o azimute de 45°.

A modelagem de 3 CMP localizados na zona fraturada com diferentes azimutes fonte-receptor mostrou a influência da anisotropia sobre os dados. A utilização das velocidades obtidas para o azimute 0° no empilhamento de traços adquiridos em outros azimutes (45° e 90°) ocasionou variações no posicionamento do sinal de até 4ms e diminuição da sua amplitude máxima de até 38,4%. A energia do sinal também diminuiu em 24% para o azimute de 45° e em 60,2% para o azimute de 90° (Tabela 5.3). Esta variação na posição e forma do sinal, refletido a 2750m de profundidade, é devida a um trajeto de aproximadamente 450m nas camadas fraturadas (folhelho ortorrômbico e o arenito TIH). As demais camadas por serem isotrópicas ou pelo menos azimutalmente isotrópicas com eixo de simetria vertical, não apresentam variações nas suas propriedades com a direção. Há também perdas no conteúdo de frequência do traço empilhado quando utilizada velocidade de empilhamento obtida em outra direção (Figuras 5.23 e 5.24).

Portanto, a realização de análises de velocidade na direção do levantamento para determinar a velocidade de empilhamento e a correção de NMO a ser aplicada é importante quando em presença de anisotropia. Este procedimento contribuiria para o correto posicionamento do sinal que representa a reflexão, para o aumento das amplitudes e energia do traço empilhado, e para o incremento da resolução vertical.

6.3 Conclusões sobre a aquisição poço a poço

Para a aquisição poço a poço considera-se extremamente apropriada a inclusão da formulação de Lee e Balch (1982), que descreve o padrão de radiação da fonte com a variação da amplitude das ondas P e S em função do tempo e do ângulo de propagação, no programa de modelagem. Acredita-se ter aumentado a confiabilidade dos resultados uma vez que a propagação das ondas P e S tem comportamentos distintos (Figura 5. 30).

Considerando ondas diretas P e as demais configurações da aquisição, a diferença do tempo de percurso para os modelos com e sem fraturas e isotrópico de referência é de aproximadamente 18ms. Considerando apenas a trajetória dos raios na zona fraturada, a diferença de tempos de percurso entre as direções 0° (perpendicular aos planos de fraturamento) e 90° (paralelo a eles) do levantamento é de 10 a 14ms, a depender da posição da fonte.

Em relação ao vetor amplitude, considera-se que a componente transversal é a que pode fornecer melhores informações sobre o fraturamento. Ela é nula nas direções paralela e perpendicular aos planos das fraturas, aumentando ao se afastar dessas direções. As componentes radial e vertical são difíceis de serem relacionadas às fraturas, pois sofrem deflexões sempre que cruzam as interfaces.

6.4 Sugestões

Sugere-se, ao utilizar a modelagem, caracterizar detalhadamente o modelo seja através de superfícies de velocidade de fase, de coeficientes de reflexão de suas interfaces ou de outras formas, orientando a estratégia a ser seguida e facilitando a compreensão dos resultados.

Devido às limitações do método do raio tais como regiões de singularidade e zonas de "sombra", sugere-se a utilização conjunta deste método, que permite uma interpretação individualizada, com o método das diferenças finitas, que trabalha com o campo total da onda. Esta parece ser uma tendência promissora.

A aquisição 3D utilizando a onda P mostrou-se potencialmente sensível a detectar a presença de anisotropia e heterogeneidades através da análise das correções de NMO em diferentes direções. Tem a vantagem em relação à aquisição poço a poço de obter dados multiazimutais com maior facilidade, além da maior cobertura espacial do levantamento. Por isso recomenda-se a utilização de levantamentos 3D multiazimutais, precedido de modelagens para determinar o afastamento fonte-receptor apropriado em relação aos objetivos a serem investigados.

Viu-se que é possível quebrar a barreira do limite convencional da resolução sísmica obtendo informações de feições internas (anisotrópicas) menores que metade do comprimento de onda, tais como microestratificações no folhelho ou fraturas. Essas feições não serão individualizadas, porém percebidas através da sua influência no sinal. Porém ainda é utópico achar que nos levantamentos sísmicos atuais esta tarefa é fácil. Como os efeitos da anisotropia e heterogeneidade muitas vezes são sutis, para captá-los deverão existir condições favoráveis tais como alta razão sinal/ruído da área e mergulhos conhecidos dos refletores, além do experimento de aquisição ser "desenhado" apropriadamente.

Para que a ordem de grandeza dos resultados nesse trabalho seja captado, a melhoria da qualidade do processamento desses dados deve acompanhar o esforço da aquisição. O processamento deverá ser distinto do convencional, exigindo evolução dos atuais algoritmos que, em alguns casos, ainda não estão preparados para tratar adequadamente o dado coletado, por exemplo, em diferentes direções. Sugere-se também que a estimativa da velocidade para determinar a correção de NMO seja feita para cada direção de levantamento, evitando erros no posicionamento da reflexão, diminuição da energia do pulso e perdas de resolução vertical.

Referências Bibliográficas

- ABREU, C. E. *Uma aplicação de modelagem sísmica: caracterização de fraturas utilizando ondas quase-cisalhantes*. Campinas: Unicamp, 1995. 132 p. Tese (Mestrado).
- AKI, K. & RICHARDS, P. *Quantitative seismology. Theory and Methods*. Freeman, S. Francisco. 1980.
- BABICH, V. M. Ray method for the computation of the intensity of wave fronts in elastic inhomogeneous anisotropic medium. *Problems of Dynamic Theory of Propagation of Seismic Waves*, 5. Leningrad, University Press, p.36-46, 1961.
- BACKUS, G. E. Long wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. *J. Geophys. Res.* 67, p.4427-4440, 1962.
- ČERVENÝ, V. Seismic rays and ray intensities in inhomogeneous anisotropic media. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v.29, p.1-13, 1972.
- ČERVENÝ, V. *Seismic waves in anisotropic media*. Institute of Geophysics. Charles University, Prague. 1986.
- ČERVENÝ, V. *Ray methods for three-dimensional seismic modelling*. The Norwegian Institute of Technology, Trondheim. 1987.

- ČERVENY, V. & FIRBAS, P. Numerical modelling and inversion of travel-times fields of seismic body waves in inhomogeneous anisotropic media. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v.76, p.41-51, 1984.
- ČERVENY, V. & PŠENČÍK, I. Rays and travel-time curves in inhomogeneous anisotropic media. *J. Geophys.* v.38, p.565-578, 1972.
- COSTA, E. F. *Efeito das estruturas anisotrópicas nos coeficientes de reflexão em estudo das curvas de AVO*. Salvador: UFBA, 1995. 129 p. Tese (Mestrado).
- CRAMPIN, S. A review of wave motions in anisotropic and cracked elastic media. *Wave Motion*, v.3, p.343-391, 1981.
- DALEY, P. & HRON, F. Reflection and transmission coefficients for transversely isotropic media. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v.67, p.661-675, 1977.
- FEDOROV, F. I. *Theory of elastic waves in crystals*. Plenum Press, New York. 1968.
- GAJEWSKI, D. & PŠENČÍK, I. Ray synthetic seismograms for a 3D anisotropic lithospheric structure. *Physics of the Earth and Planet Interiors*, v.51, p.1-23, 1987.
- GAJEWSKI, D. & PŠENČÍK, I. Computation of high-frequency seismic wave fields in 3D laterally inhomogeneous anisotropic media. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v.91, p.383-411, 1987.
- GAJEWSKI, D. & PŠENČÍK, I. Vertical seismic profile synthetics by dynamic ray tracing in laterally varying layered anisotropic structures. *J. Geophys. Res.*, v.95, p.11301-1135, 1990.

- GRUENEWALD, M. Body wave seismograms for anisotropic gradient zones with the reflectivity method. *Terra cognita*, v.6, p.300-307, 1986.
- HELBIG, K. *Foundations of anisotropy for exploration seismics*. Handbook of Exploration Geophysical Exploration, v.22. Pergamon Press, Trowbridge. Amsterdam, Netherlands. 1994.
- HELBIG, K. *Modeling the earth for oil exploration*. Final Report of the CEC's Geoscience I Program 1990-1993. Pergamon Press, Trowbridge. 1994.
- HORNBY, B. E. Experimental determination of the anisotropic elastic properties of shales. Expanded abstracts of the 6IWSA WORKSHOP, p.238-269, 1995.
- HUDSON, J. A. Overall properties of a cracked solid. *Math. Proc. Camb. Phil. Soc.*, v.88, p.371-384, 1980.
- HUDSON, J. A. Wave speeds and atenuation of elastic waves in material containing cracks. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v.64, p.133-150, 1981.
- LEE M. W. & BALCH A. H. Theoretical seismic wave radiation from a fluid-filled borehole. 1982. *Geophysics*, v.47, p.1308-1314, 1982.
- MENSCH, T. & RASOLOFOSAON, P. Elastic wave velocities in anisotropic media of arbitrary anisotropy - generalization of Thomsen's parameters ϵ, δ e γ . *Geophys. J. Int.*, v.128, p.43-64, 1997.
- MIKHAILENKO, B. G. Numerical experiment in seismic investigations. *J. Geophys.*, v.58, p.101-124, 1985.
- MUSGRAVE, M. P. J. *Cristal acoustics*. Holden-Day, San Francisco. 1970.

- PETRASHEN, G. I. & KASHTAN, B. M. Theory of body wave propagation in inhomogeneous anisotropic media. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v.76, p.29-39, 1984.
- POSTMA, G. W. Wave propagation in a stratified medium. *Geophysics*, v.20, p.780-806, 1955.
- PŠENČÍK, I. *Package ANRAY, version 4.01*. Seismic Waves in Complex 3-D Structures, Report 6. Department of Geophysics, Charles University, Prague, p.179-181, 1997.
- PŠENČÍK, I. & GAJEWSKY, D. Polarization, phase velocity and NMO velocity of qP waves in arbitrary weakly anisotropic media. *Geophysics*, v.63, p.1754-1766, 1998.
- ROSALBA, J.R.; SCHMIDT, J.; DAMASCENO, R.D.; CHAVES, R.D. Aquisição sísmica marítima com cabos verticais e outras inovações tecnológicas. *Informe Geofísico - PETROBRAS*, n.121, 1998.
- SANTOS, M. G. *Efeitos do termo de primeira ordem da série do raio no cálculo de sismogramas sintéticos*. Salvador: PPPG/UFBa, 1993. Tese (Mestrado).
- SCHLUMBERGER. *The technical review*, v.33, n.1. 1985.
- SHERIFF, R, E. *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 1991, 376p.
- SIMÕES Fº, I. A., *Introdução ao Método Sísmico*. Campinas: Unicamp, 1995, 49 p.
- TINEN, J. S. *Modelagem e inversão dos coeficientes de reflexão em meios fraturados usando algoritmo genético*. Campinas: Unicamp, 1998. Tese (Mestrado).

THOMSEN, L. Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, v.51, p.1954-1966, 1986.

WINTERSTEIN, D. F. Velocity anisotropy terminology for geophysicist. *Geophysics*, v.55, p.1070-1088, 1990.