

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA



GUSTAVO HENRIQUE TEIXEIRA DA SILVA

**ANISOTROPIA EM MEIOS INTERCALADOS E EFETIVOS: ANÁLISES  
CINEMÁTICA E DE AMPLITUDES**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO  
DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA (DOT)

**Niterói**  
**01/2022**

GUSTAVO HENRIQUE TEIXEIRA DA SILVA

**ANISOTROPIA EM MEIOS INTERCALADOS E EFETIVOS: ANÁLISES  
CINEMÁTICA E DE AMPLITUDES**

Dissertação apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Geologia e Geofísica.

**Orientador**

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos

**Coorientador**

Prof. Dr. Luiz Alberto Santos

**Niterói  
01/2022**

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG  
Gerada com informações fornecidas pelo autor

S586a Silva, Gustavo Henrique Teixeira da  
Anisotropia em Meios Intercalados e Efetivos: Análises  
Cinemática e de Amplitudes / Gustavo Henrique Teixeira da  
Silva ; Marco Antonio Cetale Santos, orientador ; Luiz Alberto  
Santos, coorientador. Niterói, 2022.  
158 f.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,  
Niterói, 2022.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2022.m.33874926850>

1. Anisotropia. 2. Modelagem sísmica. 3. Geofísica. 4.  
Produção intelectual. I. Cetale Santos, Marco Antonio,  
orientador. II. Santos, Luiz Alberto, coorientador. III.  
Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.  
IV. Título.

CDD -

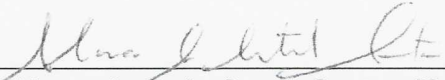
GUSTAVO HENRIQUE TEIXEIRA DA SILVA

**ANISOTROPIA EM MEIOS INTERCALADOS E EFETIVOS: ANÁLISES  
CINEMÁTICA E DE AMPLITUDES**

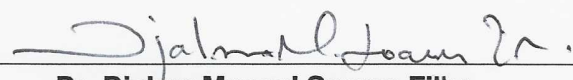
Dissertação apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Geologia e Geofísica.

Aprovada em 19/01/2022 pela banca examinadora abaixo:

  
\_\_\_\_\_  
**Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos (Orientador)**  
UFF / DOT / GISIS

  
\_\_\_\_\_  
**Prof. Dr. Luiz Alberto Santos (Coorientador)**  
UFF / DOT / GISIS e Petrobras S.A.

  
\_\_\_\_\_  
**Dr. Djalma Manoel Soares Filho**  
Petrobras S.A.

  
\_\_\_\_\_  
**Dr. Guilherme Fernandes Vasquez**  
Petrobras S.A.

**Niterói**  
**01/2022**



# Agradecimentos

A Deus, pelo dom da vida e pelo privilégio de poder estudar e trabalhar com uma parte tão bela da Sua criação.

Aos meus pais, Suzi e Aurélio, pelo apoio e incentivo dedicados durante toda a minha vida. Ao meu irmão William e sua família, pelo companheirismo de todas as horas.

À minha esposa Daniela, pelo suporte e compreensão, especialmente durante o período no qual esse trabalho foi desenvolvido, em meio à pandemia e seus desafios. À minha filha Cecília, por seu sorriso e energia, pelos momentos onde tentava entender o que eu tanto fazia na frente do computador.

Ao polivalente Prof. Dr. Marco Cetale, por ter-me adotado entre seus pupilos, pela sua dedicação e orientação. Ao inefável Prof. Dr. Luiz Alberto Santos, cujo conhecimento e disposição ininterruptos durante um período tão atípico, foram vitais para o início, desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

Ao GISIS (Grupo de Imageamento e Inversão Sísmica), capitaneado pelo Prof. Dr. Marco Cetale, cujos integrantes, todos admiráveis, estiveram sempre tão dispostos a me auxiliar. Em especial, destaco os colegas Paulo Bastos e Fernanda Darclé, por suas inúmeras contribuições.

Ao corpo de funcionários da Universidade Federal Fluminense (UFF) e do Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra (DOT), que de forma árdua, conseguiram superar tempos difíceis, dando o suporte e apoio necessários.

À Petrobras S.A., por ter proporcionado a oportunidade de me dedicar integralmente ao desenvolvimento deste trabalho. Aos gerentes Neiva Zago e Max Velasques e ao meu coordenador Thiago Nobre, pelo suporte em todos os momentos desta jornada.

Aos membros da banca examinadora, pela disponibilidade e contribuições que enriqueceram ainda mais este trabalho.

***”Modern people assume that science give us the reality. What science gives is indeed real; but it is one aspect of reality, one perspective, at which we naturally arrive when, with extreme consistency and zeal, we persue the clock orientation and its quantitative measurements.”  
(Vern Poythress)***

# Resumo

SILVA, Gustavo Henrique Teixeira da. **Anisotropia em Meios Intercalados e Efetivos: Análises Cinemática e de Amplitudes**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Fluminense. Niterói, p. 157. 2022.

Por meio da implementação de algoritmo de modelagem sísmica elástica e anisotrópica, diferentes cenários geológicos foram avaliados, com auxílio de modelos sintéticos, onde foram simuladas intercalações de arenitos e folhelhos, carbonatos e folhelhos e halita e sal de alta velocidade. Os resultados obtidos a partir destas modelagens foram analisados com relação a aspectos cinemáticos e dinâmicos, buscando ampliar a compreensão sobre os elementos que atuam na origem e magnitude da anisotropia. Adicionalmente, foram estimados analiticamente os parâmetros elásticos e anisotrópicos de intercalações compostas pelas referidas litologias, obtendo assim as características de diversos meios efetivos. Os resultados confirmam postulações anteriores de que a intercalação de camadas com diferentes propriedades pode gerar a chamada anisotropia extrínseca, contribuindo com a perspectiva de diferentes razões  $\lambda$ /espessura propícias a tais efeitos. Análises cinemáticas e de amplitudes permitem também indicar as convergências e divergências entre os dados obtidos a partir de meios equivalentes (intercalado e efetivo), além de contribuírem para o entendimento acerca de como as anisotropias intrínseca e extrínseca atuam conjuntamente.

**Palavras-chaves:** Anisotropia. Modelagem Sísmica. Geofísica.

# Abstract

SILVA, Gustavo Henrique Teixeira da. **Anisotropy in Stratified and Equivalent Media: Kinematic and Amplitude Analysis**. Dissertation (Master of Science), Fluminense Federal University. Niterói, p. 157. 2022.

Through the implementation of an elastic and anisotropic seismic modeling algorithm, different geological scenarios were evaluated, with support of synthetic models, where intercalations of sandstones and shales, carbonates and shales and halite and high-speed halite salt were simulated. The results obtained from these models were analyzed in relation to kinematic and dynamic aspects, seeking to broaden the understanding of how these elements act in the origin and magnitude of anisotropy. Additionally, the elastic and anisotropic parameters of intercalations composed by the referred lithologies were analytically estimated, thus obtaining the characteristics of several equivalent media. The results confirm previous postulations that the intercalation of layers with different properties can generate extrinsic anisotropy, contributing to the perspective of different  $\lambda$ /thickness ratios favorable to such effects. Kinematic and amplitude analyzes also allow indicating convergences and divergences between data obtained from equivalent media (stratified and equivalent), in addition to contributing to the understanding of how intrinsic and extrinsic anisotropies operate together.

**Keywords:** Anisotropy. Seismic Modeling. Geophysics.

# Lista de ilustrações

Figura 1 – Exemplo de <i>semblance</i> para análise de velocidades. Fonte: Bjørlykke, 2015. . . . .	22
Figura 2 – Modelos de velocidade após tomografia e refinamento. Fonte: Maul, 2019. . . . .	23
Figura 3 – Velocidades do som nas direções ortogonal e paralela à estratificação. Fonte: McCollum e Snell, 1932. . . . .	24
Figura 4 – Medidas de anisotropia para amostra de vidro e epoxy. Fonte: Modificado de Melia e Carlson, 1984. . . . .	26
Figura 5 – Medidas de velocidade em diferentes direções cristalográficas. Fonte: Jackson et al., 2006. . . . .	29
Figura 6 – Camadas subsísmicas intercaladas de folhelho e arenito. . . . .	30
Figura 7 – Esquema de representação da classe VTI. . . . .	33
Figura 8 – Esquema de representação da classe TTI. . . . .	34
Figura 9 – Esquema de representação da classe HTI. . . . .	34
Figura 10 – Esquema de representação da classe monoclínica. Fonte: Grechka, 2009. . . . .	35
Figura 11 – Esquema de representação da classe ortorrômbica. Fonte: Grechka, 2009. . . . .	35
Figura 12 – Comparação entre <i>gathers</i> obtidos a partir de migração isotrópica e anisotrópica. Fonte: Jones, 2010. . . . .	37
Figura 13 – Comparação entre modelagens sísmicas de meio anisotrópico com algoritmos isotrópico, VTI e LTI. Fonte: Santos, 2004. . . . .	37
Figura 14 – Efeito do parâmetro Epsilon no campo de velocidade. . . . .	40
Figura 15 – Efeito do parâmetro Delta no campo de velocidade. . . . .	40
Figura 16 – Esquema de poços verticais e inclinados utilizados para estimativa dos parâmetros anisotrópicos. Fonte: Horne et al., 2012. . . . .	41
Figura 17 – Velocidades medidas e esquema de preparação na amostra de halita. Fonte: Fuyong, 2016. . . . .	43
Figura 18 – Camada formada pela sequência de duas litologias diferentes. Fonte: Kumar, 2013. . . . .	47
Figura 19 – Método de diferenças finitas. . . . .	50
Figura 20 – Pontos para derivadas do MDF (pontos adicionais na cor verde). . .	51
Figura 21 – Estêncil para as derivadas das velocidades. Fonte: Martins (2003, adaptado de Levander ,1988) . . . . .	54

Figura 22 – Estêncil para as derivadas das tensões. Fonte: Martins (2003, adaptado de Levander ,1988) . . . . .	54
Figura 23 – Exemplo de modelo de camadas intercaladas. . . . .	65
Figura 24 – Fluxograma do <i>script</i> de modelagem. . . . .	68
Figura 25 – Fonte sísmica antes e após ajuste de meia-derivada, incluindo espectro de amplitudes. . . . .	69
Figura 26 – Traços modelados utilizando fonte original e adaptada (a linha verde representa o ponto da reflexão). . . . .	70
Figura 27 – Bordas de atenuação das amplitudes. . . . .	72
Figura 28 – Esquema de geração dos sismogramas para validação. . . . .	75
Figura 29 – Sismogramas para $\epsilon = 0$ ( $dx=2,5m$ ). . . . .	75
Figura 30 – Sismogramas para $\epsilon = 0,05$ ( $dx=2,5m$ ). . . . .	76
Figura 31 – Sismogramas para $\epsilon = 0,1$ ( $dx=2,5m$ ). . . . .	77
Figura 32 – Sismogramas para $\epsilon = 0,15$ ( $dx=2,5m$ ). . . . .	77
Figura 33 – Esquema para modelagem e geração de sismogramas (eixos correspondentes às celas). . . . .	79
Figura 34 – Esquema para seleção de traços a partir dos sismogramas. . . . .	80
Figura 35 – Velocidades efetivas estimadas para intercalação entre dolomita e argilitos. . . . .	83
Figura 36 – Parâmetros efetivos estimados para intercalação entre dolomita e argilito. . . . .	84
Figura 37 – Velocidades efetivas estimadas para intercalação entre folhelho e arenito. . . . .	85
Figura 38 – Parâmetros efetivos estimados para intercalação entre folhelho e arenito. . . . .	86
Figura 39 – Velocidades efetivas estimadas para intercalação entre halita e HVS. . . . .	88
Figura 40 – Velocidades efetivas estimadas para intercalação entre halita e HVS. . . . .	89
Figura 41 – Diagrama polar de velocidades para intercalação entre dolomita e argilito (50%Dol e 50%Arg). . . . .	91
Figura 42 – Diagrama polar de velocidades para intercalação entre folhelho e arenito (50%Arn e 50%Fol). . . . .	92
Figura 43 – Diagrama polar de velocidades para intercalação entre halita e sal de alta velocidade (50%Hal e 50%HVS). . . . .	93
Figura 44 – Campos de Pressão para Intercalação entre Dolomita e Argilito. . . . .	97
Figura 45 – Campos de Pressão para Intercalação entre Arenito e Folhelho. . . . .	99
Figura 46 – Campos de Pressão para Intercalação entre Halita e HVS. . . . .	101
Figura 47 – Sismogramas para Intercalação entre Dolomita e Argilito. . . . .	103
Figura 48 – Sismogramas para Intercalação entre Arenito e Folhelho. . . . .	105

Figura 49 – Sismogramas para Intercalação entre Halita e Sal de Alta Velocidade (HVS). . . . .	106
Figura 50 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 2,5 m de espessura. . . . .	108
Figura 51 – Espectro de Fase para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 2,5 m de espessura. . . . .	108
Figura 52 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 5 m de espessura. . . . .	109
Figura 53 – Espectro de Fase para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 5 m de espessura. . . . .	109
Figura 54 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 7,5 m de espessura. . . . .	110
Figura 55 – Espectro de Fase para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 7,5 m de espessura. . . . .	110
Figura 56 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 10 m de espessura. . . . .	111
Figura 57 – Espectro de Fase para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 10 m de espessura. . . . .	111
Figura 58 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 15 m de espessura. . . . .	112
Figura 59 – Espectro de Fase para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 15 m de espessura. . . . .	112
Figura 60 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 20 m de espessura. . . . .	113
Figura 61 – Espectro de Fase para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 20 m de espessura. . . . .	113
Figura 62 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 2,5 m de espessura. . . . .	114
Figura 63 – Espectro de Fase para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 2,5 m de espessura. . . . .	114
Figura 64 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 5 m de espessura. . . . .	115
Figura 65 – Espectro de Fase para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 5 m de espessura. . . . .	115
Figura 66 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 7,5 m de espessura. . . . .	116
Figura 67 – Espectro de Fase para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 7,5 m de espessura. . . . .	116

Figura 68 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 10 m de espessura. . . . .	117
Figura 69 – Espectro de Fase para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 10 m de espessura. . . . .	117
Figura 70 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 15 m de espessura. . . . .	118
Figura 71 – Espectro de Fase para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 15 m de espessura. . . . .	118
Figura 72 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 20 m de espessura. . . . .	119
Figura 73 – Espectro de Fase para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 20 m de espessura. . . . .	119
Figura 74 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 2,5 m de espessura. . . . .	120
Figura 75 – Espectro de Fase para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 2,5 m de espessura. . . . .	120
Figura 76 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 5 m de espessura. . . . .	121
Figura 77 – Espectro de Fase para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 5 m de espessura. . . . .	121
Figura 78 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 7,5 m de espessura. . . . .	122
Figura 79 – Espectro de Fase para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 7,5 m de espessura. . . . .	122
Figura 80 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 10 m de espessura. . . . .	123
Figura 81 – Espectro de Fase para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 10 m de espessura. . . . .	123
Figura 82 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 15 m de espessura. . . . .	124
Figura 83 – Espectro de Fase para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 15 m de espessura. . . . .	124
Figura 84 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 20 m de espessura. . . . .	125
Figura 85 – Espectro de Fase para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 20 m de espessura. . . . .	125
Figura 86 – Campo de Pressão para Meio Efetivo formado por Folhelho e Argilito.	126
Figura 87 – Sismograma do Meio Efetivo formado por Argilito e Dolomita. . . . .	127



Figura 88 – Espectro de Amplitude para Meio Efetivo formado por Argilito e Dolomita. . . . .	128
Figura 89 – Espectro de Fase para Meio Efetivo formado por Argilito e Dolomita.	128
Figura 90 – Campo de Pressão para Meio Efetivo formado por Arenito e Folhelho.	129
Figura 91 – Sismograma do Meio Efetivo formado por Arenito e Folhelho. . . . .	129
Figura 92 – Espectro de Amplitude para Meio Efetivo formado por Arenito e Folhelho. . . . .	130
Figura 93 – Espectro de Fase para Meio Efetivo formado por Arenito e Folhelho.	130
Figura 94 – Campo de Pressão para Meio Efetivo formado por Halita e HVS. . .	131
Figura 95 – Sismograma do Meio Efetivo formado por Halita e HVS. . . . .	131
Figura 96 – Espectro de Amplitude para Meio Efetivo formado por Halita e HVS.	132
Figura 97 – Espectro de Fase para Meio Efetivo formado por Halita e HVS. . . .	132
Figura 98 – Campos de pressão para Meio Intercalado e Meio Efetivo - Halita e HVS. . . . .	134
Figura 99 – Sismogramas para Meio Intercalado e Meio Efetivo - Halita e HVS. .	134
Figura 100–Campos de pressão para Meio Intercalado e Meio Efetivo - Dolomita e Argilito. . . . .	135
Figura 101–Sismogramas para Meio Intercalado e Meio Efetivo - Dolomita e Argilito.	135
Figura 102–Campos de pressão para Meio Intercalado e Meio Efetivo - Arenito e Folhelho. . . . .	136
Figura 103–Sismogramas para Meio Intercalado e Meio Efetivo - Arenito e Folhelho.	137
Figura 104–Sobreposição das amplitudes máximas extraídas dos sismogramas para os casos: a) dolomita/argilito, b) arenito/folhelho, c) halita/sal de alta velocidade. . . . .	137
Figura 105–Detalhes da sobreposição das amplitudes máximas no caso dolomita/folhelho - a) detalhe lateral e b) detalhe superior. . . . .	138
Figura 106–Detalhes da sobreposição das amplitudes máximas no caso arenito/folhelho - a) detalhe lateral e b) detalhe superior. . . . .	138
Figura 107–Detalhes da sobreposição das amplitudes máximas no caso halita/HVS - a) detalhe lateral e b) detalhe superior. . . . .	139
Figura 108–Sismogramas para: a) meio intercalado; b) meio efetivo; c) diferença entre sismogramas - Halita e HVS. . . . .	140
Figura 109–Sismogramas para: a) meio intercalado; b) meio efetivo; c) diferença entre sismogramas - Dolomita e Argilito. . . . .	140
Figura 110–Sismogramas para: a) meio intercalado; b) meio efetivo; c) diferença entre sismogramas - Arenito e Folhelho. . . . .	141
Figura 111–Traços selecionados a partir dos sismogramas gerados para modelagens com diferentes espessuras e análise da amplitude máxima - Halita e HVS. . . . .	142

Figura 112–Seleção de Traços do Meio Efetivo para Análise de Amplitudes - Halita e HVS. . . . .	142
Figura 113–Traços selecionados a partir dos sismogramas gerados para modelagens com diferentes espessuras e análise da amplitude máxima - Dolomita e Argilito. . . . .	144
Figura 114–Seleção de Traços do Meio Efetivo para Análise de Amplitudes - Dolomita e Argilito. . . . .	144
Figura 115–Traços selecionados a partir dos sismogramas gerados para modelagens com diferentes espessuras e análise da amplitude máxima - Arenito e Folhelho. . . . .	145
Figura 116–Seleção de Traços do Meio Efetivo para Análise de Amplitudes - Arenito e Folhelho. . . . .	145
Figura 117–Campos de pressão para modelagens com arenito e folhelho isotrópico (esquerda) e arenito e folhelho anisotrópico (direita). . . . .	147
Figura 118–Sismogramas para modelagens com arenito e folhelho isotrópico (esquerda) e arenito e folhelho anisotrópico (direita). . . . .	148
Figura 119–Parâmetros anisotrópicos estimados para intercalações de arenito e folhelho isotrópico (esquerda) e arenito e folhelho anisotrópico (direita). . . . .	149
Figura 120–Parâmetros anisotrópicos estimados para intercalações de halita e HVS (esquerda) e dolomita e argilito (direita). . . . .	150

# Lista de tabelas

Tabela 1 – Propriedades da dolomita e argilito (Mavko, 2009). . . . .	62
Tabela 2 – Propriedades do folhelho e arenito (Sondergeld e Rai, 2011). . . . .	62
Tabela 3 – Propriedades da halita e do sal de alta velocidade (Maul, 2019). . . . .	62
Tabela 4 – Parâmetros utilizados para modelagem de validação do algoritmo. . . . .	73
Tabela 5 – Valores esperados de tempo de trânsito para a distância de 200 metros. . . . .	74
Tabela 6 – Parâmetros utilizados para modelagem de validação do algoritmo. . . . .	78
Tabela 7 – Comparação de amplitudes máximas para camadas com diferentes espessuras e Meio Efetivo (Halita/HVS). . . . .	141
Tabela 8 – Comparação de amplitudes máximas para camadas com diferentes espessuras e Meio Efetivo (Dolomita/Argilito). . . . .	143
Tabela 9 – Comparação de amplitudes máximas para camadas com diferentes espessuras e Meio Efetivo (Arenito/Folhelho). . . . .	146

# Lista de símbolos

- $\epsilon$  Parâmetro anisotrópico relacionado à onda compressional
- $\gamma$  Parâmetro anisotrópico relacionado à onda cisalhante
- $\delta$  Parâmetro anisotrópico relacionado aos afastamentos curtos

# Sumário

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>18</b>
<b>2</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	<b>21</b>
<b>2.1</b>	<b>Anisotropia</b>	<b>21</b>
2.1.1	Histórico e Conceituação	21
2.1.2	Parâmetros de Thomsen	36
2.1.3	Meio Efetivo	44
<b>2.2</b>	<b>Modelagem Sísmica</b>	<b>48</b>
2.2.1	Método das Diferenças Finitas	49
2.2.2	Esquema de Modelagem Sísmica	52
2.2.3	Fonte Sísmica	56
2.2.4	Dispersão e Estabilidade Numérica	57
2.2.5	Condições de Contorno	59
<b>3</b>	<b>METODOLOGIA</b>	<b>61</b>
<b>3.1</b>	<b>Meios Efetivos</b>	<b>63</b>
<b>3.2</b>	<b>Modelos de Parâmetros Elásticos</b>	<b>64</b>
<b>3.3</b>	<b>Modelagem Sísmica</b>	<b>66</b>
3.3.1	Modelagem Sísmica Elástica-Anisotrópica	66
3.3.2	Parâmetros da Fonte Sísmica	68
3.3.3	Crítérios de Dispersão e Estabilidade	70
3.3.4	Bordas de Atenuação	72
3.3.5	Validação	73
3.3.6	Campos de Pressão e Sismogramas	78
<b>4</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES</b>	<b>81</b>
<b>4.1</b>	<b>Estimativa de Meios Efetivos</b>	<b>81</b>
4.1.1	Parâmetros Estimados	81
4.1.2	Representação Polar das Velocidades	89
<b>4.2</b>	<b>Modelagem dos Meios Intercalados</b>	<b>94</b>
4.2.1	Instantâneos dos Campos de Pressão	94
4.2.2	Sismogramas	101
4.2.3	Espectros de Amplitude e Fase	107
<b>4.3</b>	<b>Modelagem dos Meios Efetivos</b>	<b>126</b>
<b>4.4</b>	<b>Meios Efetivos vs Meios Intercalados</b>	<b>133</b>
4.4.1	Análise Cinemática	133
4.4.2	Análise de Amplitudes	139
<b>4.5</b>	<b>Anisotropia Extrínseca e Intrínseca</b>	<b>146</b>
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES</b>	<b>151</b>
	<b>REFERÊNCIAS</b>	<b>153</b>



# 1 Introdução

A construção de modelos de velocidade para aplicação nas diversas etapas de um processamento sísmico constitui-se em um ponto crítico de todo o processo, influenciando principalmente os estágios de imageamento sísmico e conversão tempo-profundidade. Dentro deste contexto, a variação dos valores de velocidade de propagação das ondas sísmicas em função do ângulo, conhecida também como anisotropia, configura-se como um elemento de destaque, com aplicações especialmente desenvolvidas a partir dos avanços empreendidos na década de 1980.

McCollum e Snell (1932) apresentam um dos primeiros trabalhos onde a anisotropia é mensurada em rochas sedimentares, mostrando valores obtidos a partir de medições realizadas em folhelhos. Avaliando as velocidades obtidas em experimentos realizados paralelamente e ortogonalmente às estratificações da formação estudada, chegaram à conclusão que a velocidade de propagação de ondas na direção horizontal (paralela ao acamamento) apresentava valor 40% superior àquele observado na direção ortogonal, indicando assim a ocorrência de destacada assimetria entre as velocidades para as diferentes direções.

As décadas seguintes seguiram-se com estudos da chamada anisotropia de ondas longas, buscando avaliar os resultados da propagação de ondas sísmicas de comprimento relativamente longo sobre camadas com espessuras subsísmicas, cuja repetição em meios intercalados mostrou-se fonte de relevantes efeitos anisotrópicos. Dentro deste contexto, destaca-se o trabalho de Backus (1962), cujas formulações permitiram a estimativa da magnitude da anisotropia gerada pelas referidas intercalações litológicas.

Um dos mais importantes marcos na história da pesquisa anisotrópica pode ser referenciado ao artigo de Thomsen (1986), onde o autor propõe três parâmetros, elaborados a partir de combinações de coeficientes elásticos. A partir dos parâmetros  $\epsilon$ ,  $\gamma$  e  $\delta$ , Thomsen busca caracterizar os componentes anisotrópicos atuantes sobre as ondas compressionais e cisalhantes, criando uma metodologia que serviria como base para grande parte dos estudos posteriores.

Nas décadas seguintes novas pesquisas expandem a compreensão acerca da origem e impactos da anisotropia, especialmente quando relacionada a folhelhos. Dewhurst e Siggins (2006), Singh e Sircar (2014), Okorie et al. (2016) e Aniwetalu et al. (2021) são exemplos de trabalhos onde os autores apresentam importantes considerações acerca das magnitudes de anisotropia observadas em folhelhos, indicando tratar-se de uma litologia com características propícias ao fenômeno, especialmente com relação ao alinhamento dos minerais de argila.

Dentro deste contexto, objetiva-se contribuir para a compreensão de como a anisotropia pode ser gerada em meios intercalados, onde o comprimento de onda é muitas vezes superior à espessura das camadas litológicas. A partir da implementação de um algoritmo de modelagem elástica anisotrópica, diversos cenários são avaliados, com variações nas espessuras parametrizadas, bem como utilizando-se de propriedades tomadas de diferentes litologias.

Adicionalmente, são estimados também os parâmetros de meios efetivos para diferentes contextos geológicos, criando-se um rol de dados de grande relevância para a compreensão acerca de como os contrastes de velocidades entre diferentes litologias impacta a magnitude da anisotropia gerada. Comparações são feitas entre os dados obtidos a partir das modelagens de meios intercalados e efetivos, permitindo estabelecer correspondências e distinções quanto aos aspectos cinemático e de amplitude.

Os resultados obtidos indicam que relações entre o comprimento de onda ( $\lambda$ ) e a espessura das camadas ( $\lambda$ /espessura) superiores a 7 apresentam condições favoráveis à geração de anisotropia extrínseca, formada pela intercalação de camadas com diferentes propriedades. As análises sugerem ainda que para contextos onde as litologias consideradas são individualmente isotrópicas, requer-se expressivos contrastes de velocidades entre estas para que anisotropias significativas sejam observadas.

Observa-se também que os meios efetivos, homogêneos e anisotrópicos, podem em diversas situações serem considerados representações adequadas de meios heterogêneos (intercalados), permitindo a obtenção de dados equivalentes cinematicamente, além de satisfatórios quanto às amplitudes registradas. Por fim, indica-se ainda que a análise empreendida sobre um meio composto por arenitos



isotrópicos e folhelhos anisotrópicos revela a destacada importância da anisotropia intrínseca, relacionada às propriedades características do folhelho, especialmente com relação ao alinhamento de seus minerais constituintes.

À parte da introdução, a dissertação está organizada em mais quatro capítulos principais. No capítulo 2 é realizada a revisão bibliográfica, onde é feita uma digressão acerca do histórico e conceituação da anisotropia. Nessa seção são apresentados ainda tópicos relacionados à modelagem sísmica, importante ferramenta utilizada para a geração dos dados posteriormente analisados.

O capítulo 3 é reservado à descrição da metodologia aplicada para o desenvolvimento de todo o trabalho, incluindo as formulações analíticas utilizadas para a estimativa dos parâmetros de meios efetivos, além dos principais critérios adotados na parametrização das modelagens sísmicas empreendidas sobre diferentes contextos geológicos.

Os resultados são apresentados no quarto capítulo, sendo divididos da seguinte forma: i) estimativa dos meios efetivos; ii) modelagem de meios intercalados; iii) modelagem de meios efetivos; iv) análise comparativa de meios intercalados e efetivos e; v) avaliação de anisotropia extrínseca e intrínseca. O último capítulo é dedicado às conclusões da dissertação, além de indicações para desenvolvimentos futuros.

## 2 Revisão Bibliográfica

A seção de Revisão Bibliográfica é compartimentada em três principais temas, que buscam contextualizar o trabalho desenvolvido e apresentado. Primeiro é feito um histórico e conceituação da anisotropia, destacando-se alguns pontos importantes em seu desenvolvimento; em seguida, são apresentados os parâmetros de Thomsen, elementos que revolucionaram os estudos e aplicações anisotrópicas; por fim, fala-se ainda sobre os meios efetivos e sobre como eles podem representar determinados meios intercalados.

### 2.1 Anisotropia

A variação da velocidade das ondas em função do ângulo de propagação, ou anisotropia, especialmente quando relacionada a contextos predominantemente sedimentares, é um tópico cujas referências podem ser rastreadas já a partir das primeiras décadas do século 20. Entretanto, para muitos problemas práticos, considerar o meio como isotrópico foi suficiente durante muito tempo, conseguindo-se assim evitar o complexo uso dos efeitos anisotrópicos.

Com o avanço dos estudos e métodos de implementação da anisotropia nos algoritmos de análise de velocidade e migração, ficou claro que ela não podia mais ser ignorada, ainda mais diante de contextos geológicos cada vez mais desafiadores, não satisfeitos com os pressupostos dos meios isotrópicos. Nesta seção é apresentado um breve compêndio de trabalhos sobre a anisotropia, buscando indicar alguns passos importantes para a consolidação deste assunto no meio geofísico.

#### 2.1.1 Histórico e Conceituação

Um dos principais elementos para o imageamento sísmico é o modelo de velocidades, de vital importância para o processo de migração e posteriormente na conversão tempo-profundidade do dado sísmico. Conforme indicado por Taner e

Koehler (1969) e Bjørlykke (2015), a análise de velocidades é feita inicialmente para a correção de *normal-moveout* durante o processamento sísmico, sendo realizada por meio da análise de *semblances* (Figura 1). Os *semblances* são compostos por traços correspondentes a determinado CMP, dispostos em uma janela com eixos de tempo e velocidade. Inclui-se ainda uma escala de cores indicando, para cada um destes tempos, a velocidade que forma o traço empilhado com maior energia, sugerindo assim, a melhor correção de NMO para cada refletor.

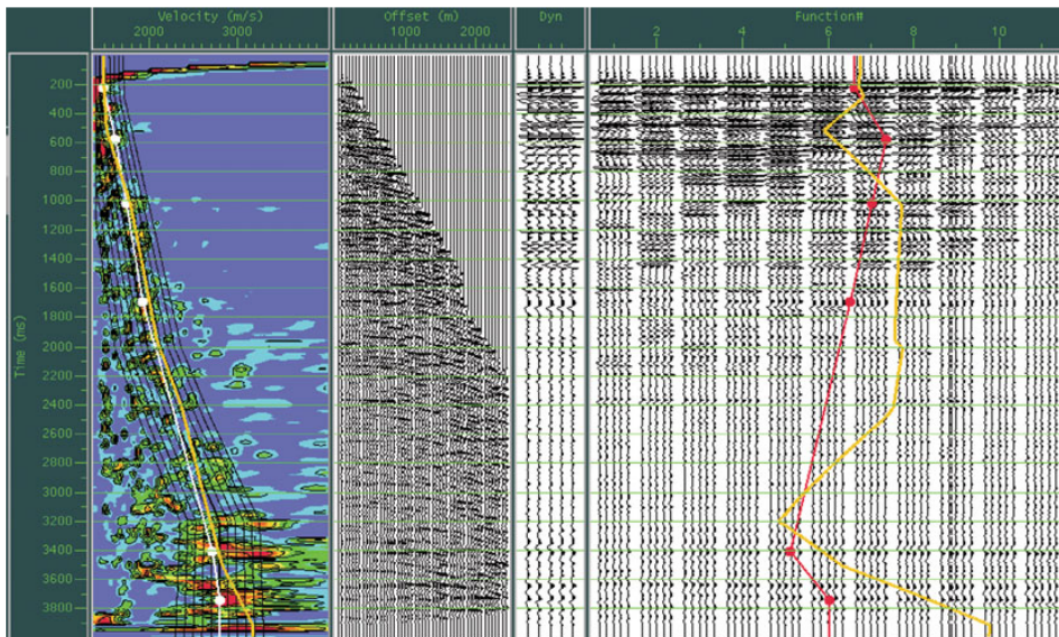


Figura 1 – Exemplo de *semblance* para análise de velocidades. Fonte: Bjørlykke, 2015.

Posteriormente, o modelo de velocidades obtido na etapa mencionada acima é refinado a partir de processos tomográficos, aptos a trabalhar com as velocidades intervalares na busca por melhores soluções matemáticas. Conforme pode ser visto em Maul (2019), este processo pode apresentar resultados finais bastante interessantes do ponto de vista cinemático, gerando imagens com melhor posicionamento das estruturas, bem como melhor focalização da energia. Entretanto, deve-se estar atento para a criação no modelo de feições com baixa coerência geológica, ou seja, que não acompanhem as características geológicas da área.

No referido trabalho (Maul, 2019), uma alternativa é apresentada para a mitigação de inconsistências desta natureza na camada evaporítica, utilizando volumes de impedância como guias para a distribuição das velocidades, maximizando assim a correlação entre o modelo de velocidades e a estruturação geológica (Figura 2).

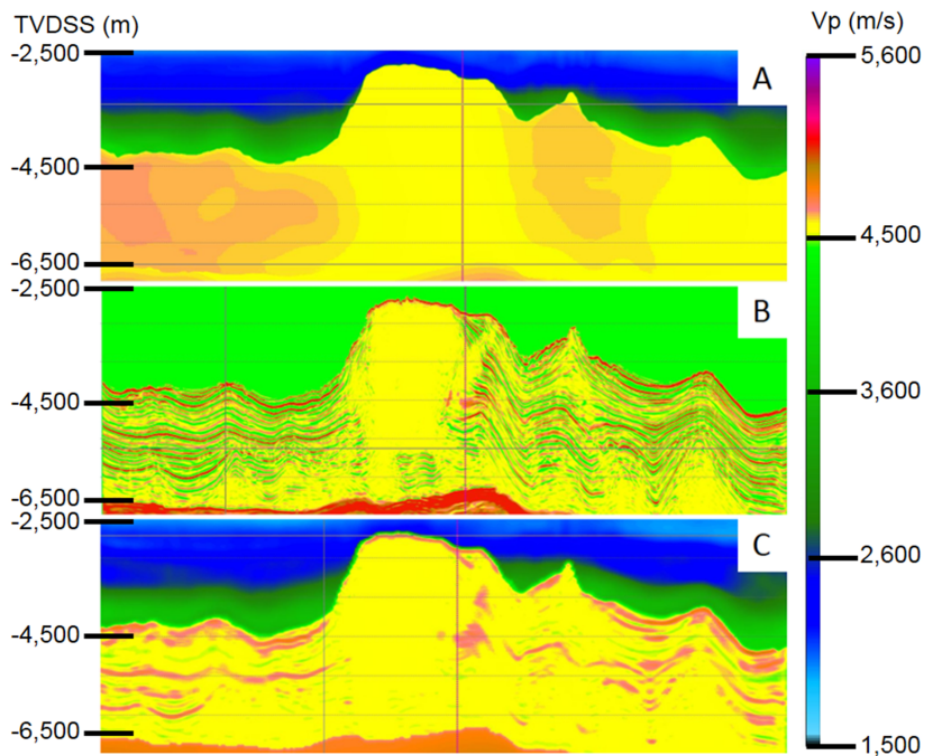


Figura 2 – Modelos de velocidade após tomografia e refinamento. Fonte: Maul, 2019.

A metodologia descrita representa um significativo avanço, ampliando a perspectiva de um meio geológico homogêneo para um meio heterogêneo. Adicionalmente, Sayer (2015) observa outro ponto importante para o imageamento sísmico, cuja negligência pode ocasionar problemas para diversas etapas, tais como correção de NMO, migração, conversão tempo-profundidade e análises de AVO (amplitude versus afastamento): a anisotropia.

Embora o volume de trabalhos recentes sobre o tema seja relativamente grande, deve-se indicar que preocupação não é recente. Postma (1955) destaca a importância de se compreender a anisotropia, caracterizada pela variação da velocidade de propagação em função da direção, principalmente para estudos de meios estratificados, indicando que desde o início da história da exploração sísmica, a conveniente premissa de meios isotrópicos apresentava limitações, ainda que respondesse satisfatoriamente à grande parte dos problemas encontrados.

A seminal relação entre anisotropia e meios estratificados pode ser exemplificada a partir do trabalho de McCollum e Snell (1932), onde os autores se utilizam do termo assimetria da velocidade do som. Apresentando uma tabela onde são mostradas velocidades medidas nas direções vertical e horizontal em meio acamadado (Figura 3),

apontam razões entre as velocidades na ordem de 1,4, representando assim um dos primeiros índices na história da pesquisa anisotrópica.

Velocity parallel to bedding planes. (Meters per sec.)	Velocity normal to bedding planes. (Meters per sec.)	Ratio
4450	3205	1.39
4655	3310	1.41

Figura 3 – Velocidades do som nas direções ortogonal e paralela à estratificação. Fonte: McCollum e Snell, 1932.

Nas décadas seguintes, artigos como os de Ricker (1953,) Uhrig e Melle (1955), Postma (1955) e Backus (1962) dão sequência aos estudos sobre o tema, especialmente relacionados à anisotropia extrínseca, formada pela intercalação de camadas em meios estratificados. Em estudo sobre a forma de onda e as leis que regem a propagação da energia de uma fonte sísmica, Ricker (1953) apresenta as anisotropias em folhelhos nos quais desenvolve seus experimentos, com valores variando entre 14% e 18%.

Uhrig e Melle (1955) propõem a definição do fator A, com o objetivo de expressar o grau de anisotropia de velocidades em formações rochosas analisadas, em bacias sedimentares localizadas no Texas, Oklahoma, Canada e Colorado. Esse fator corresponderia à razão entre a velocidade efetiva horizontal medida e a velocidade vertical média aferidas no intervalo estudado. Os valores assumidos por esta relação devem ser maiores que 1 para contextos anisotrópicos, confirmando assim a ocorrência de maiores velocidades na direção horizontal (para meios estratificados horizontais).

As análises empreendidas por Uhrig e Melle (1955) indicam que os sítios estudados apresentam valores de A situados entre 1,17 e 1,40 para rochas observadas em afloramentos em superfície, e valores entre 1,10 e 1,19 para rochas clásticas e carbonáticas localizadas entre 2000 e 2400 metros de profundidade. Complementam ainda o trabalho indicando possíveis causas para a anisotropia, com destaque para a anisotropia homogênea das camadas individuais (características próprias de uma litologia) e para a intercalação entre camadas de diferentes litologias.

Backus (1962) disserta sobre a anisotropia gerada por ondas de longo comprimento quando estas atravessam um meio composto por intercalações

horizontais de diferentes litologias, com espessuras relativamente delgadas. A partir de trabalhos anteriores sobre o tema, Backus propõe formulações para a estimativa dos parâmetros elásticos efetivos que representariam o referido contexto, dando origem ao que ficou conhecido como meio efetivo.

Este meio, homogêneo e anisotrópico, pode ser visto em termos sísmicos como sendo correspondente ao meio intercalado (heterogêneo e com camadas que podem ser isotrópicas), combinando as propriedades dos estratos e indicando uma forma mais simples de representação. Mais detalhes sobre o meio efetivo são apresentados na seção seguinte, incluindo as principais equações.

Continuando as pesquisas sobre anisotropia de ondas longas em meios transversalmente isotrópicos, Berryman (1979) indica que para os afastamentos curtos, a anisotropia da onda compressional tende a ser fraca para grande parte dos contextos geológicos, mas que a anisotropia da onda cisalhante mostra-se importante para grande parte das situações. O autor sugere assim que para a obtenção de informações robustas a partir da análise de ondas S, deve-se atentar para a influência da anisotropia nos dados avaliados.

Berryman (1979) indica ainda que a partir de seus experimentos, observa que os efeitos anisotrópicos tendem a ser maiores em situações onde as camadas possuem entre 10 e 50 pés (aproximadamente 3 a 15 metros), de forma que o comprimento da onda sísmica seja muito maior que a espessuras das camadas, que por sua vez, devem possuir contrastes apreciáveis de velocidade.

Outro ponto apresentado por Berryman (1979) trata da possibilidade de que as frequências de um pulso sísmico possam apresentar comportamentos distintos ao atravessarem um meio intercalado. Sugere-se que em função da espessura das camadas, as altas frequências podem se propagar como se estivessem atravessando um meio isotrópico, enquanto as baixas frequências se propagariam anisotropicamente.

O trabalho experimental de Melia e Carlson (1984) merece destaque, pois constituiu um dos primeiros esforços na tentativa de entender quão maior deve ser o comprimento da onda em relação à espessura das camadas, bem como a influência da proporção entre os diferentes materiais. Construindo modelos físicos compostos por camadas de vidro e resina epoxy, com diferentes espessuras e proporções de materiais, os autores puderam medir as velocidades nas direções paralela e ortogonal

às camadas.

Alguns dos resultados obtidos por Melia e Carlson (1984) podem ser vistos na figura 4, onde o eixo  $x$  representa a proporção de vidro na amostra e o eixo  $y$  apresenta a anisotropia, ou seja, a diferença percentual entre as velocidades nas diferentes direções. Destaca-se que o maior valor de anisotropia posiciona-se no ponto correspondente à amostra composta por 50% de vidro e 50% de epoxy. Observou-se ainda que para razões comprimento de onda versus espessura da camada entre 10 e 100, foi observada a geração da anisotropia de ondas longas.

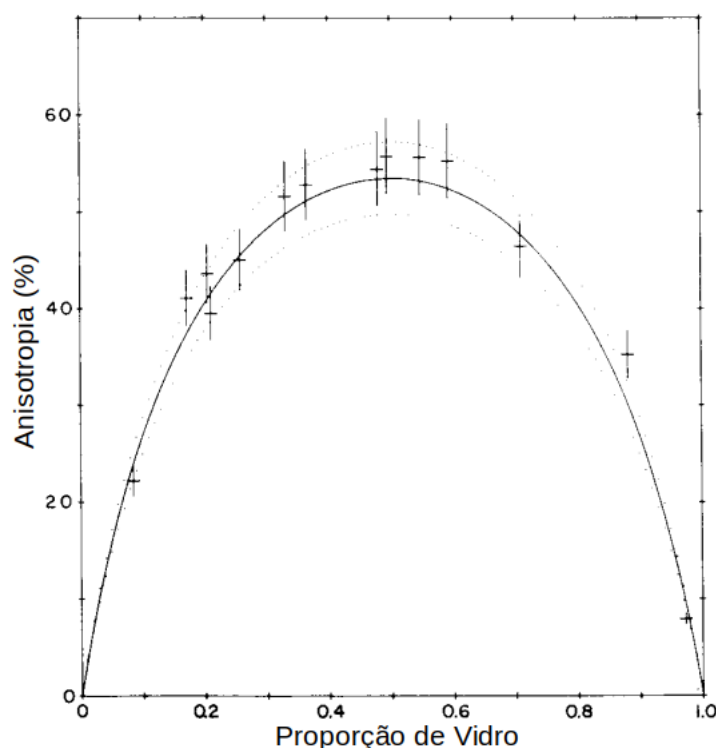


Figura 4 – Medidas de anisotropia para amostra de vidro e epoxy. Fonte: Modificado de Melia e Carlson, 1984.

Um dos trabalhos mais importantes na história da pesquisa anisotrópica é o de Thomsen (1986). Em seu artigo, Thomsen apresenta formulações simplificadas para o cálculo de velocidades em meios com isotropia transversa vertical, partindo da premissa de que grande parte dos contextos geológicos apresenta anisotropia fraca a moderada. Indica ainda que aproximações que buscam simplificar as equações anisotrópicas, assumindo para isso uma anisotropia elíptica (situação onde o campo de pressão apresenta feição similar a uma elipse), são inadequadas, já que na maior parte dos casos, a anisotropia relacionada aos afastamentos curtos não é a mesma que aquela relacionada aos longos, o que seria necessário para o caso elíptico.

Entretanto, o ponto de maior destaque no artigo de Thomsen (1986) são os parâmetros propostos por ele para a caracterização da magnitude da anisotropia. A partir de combinações dos coeficientes elásticos, são propostos os parâmetros  $\epsilon$ ,  $\gamma$  e  $\delta$ , que procuram representar a anisotropia relacionada a diferentes ângulos de propagação, para as ondas compressional e cisalhante. Tais parâmetros estabeleceram-se como importantes referências para os estudos neste tema, além de terem se mostrado bastante adequados para aplicações práticas da anisotropia. Mais detalhes sobre esse tópico são apresentados na próxima seção.

A partir da década de 1990, um número crescente de trabalhos passa a investigar as consequências ao imageamento sísmico da não aplicação da anisotropia. Carcione (1991) é uma importante referência dentro do tema estudado, apresentando modelagens sísmicas baseadas nos experimentos de Melia e Carlson (1984). Avaliando razões comprimento de onda pela espessura das camadas, indica que valores entre 6 e 8 são capazes de gerar o efeito anisotrópico relacionado à passagem de ondas longas em meios intercalados. Adiciona ainda que valores baixos para esta razão configuram-se como situações favoráveis à ocorrência de efeitos que afetam as amplitudes sísmicas.

Alkhalifah e Larner (1994) apresentam uma série de simulações onde avaliam os erros de posicionamento em migrações isotrópicas de meios anisotrópicos, utilizando velocidades RMS verticais e velocidades NMO, indicando que as últimas tendem a apresentar melhores resultados, uma vez que devido ao trajeto das ondas analisadas, estas apresentam comportamentos influenciados pela anisotropia de afastamentos curtos ( $\delta$ ), enquanto a velocidade vertical ignora completamente tais efeitos.

Alkhalifah e Larner (1994) apontam ainda que para os contextos modelados, observaram resultados satisfatórios mesmo com a utilização de migrações isotrópicas em meios anisotrópicos, desde que consideradas estruturas com baixos ângulos de mergulho. Para feições com ângulos superiores a  $50^\circ$ , como falhas, foram geradas diferenças significativas de posicionamento, mostrando que tais condições mostram-se extremamente desfavoráveis em processos de imageamento que venham a ignorar a anisotropia.

Alkhalifah e Tsvankin (1995) ampliam as possibilidades de aplicação prática de aspectos anisotrópicos por meio da proposição do parâmetro  $\eta$ , formado por uma



combinação dos parâmetros  $\delta$  e  $\epsilon$  de Thomsen. Considerando a possibilidade de estimar  $\eta$  a partir da análise de afastamentos longos, bem como obter a estimativa de  $\delta$  por meio das velocidades NMO e vertical, propõe-se assim uma combinação para obter valores satisfatórios de  $\epsilon$ .

Já no século 21, a anisotropia ganhou especial relevância em decorrência do crescente interesse pela exploração de hidrocarbonetos em folhelhos, uma litologia eminentemente anisotrópica. A partir de trabalhos como Dewhurst e Siggins (2006), Horne *et al.* (2012), Singh e Sircar (2014) e Sayer (2013, 2015), tem-se buscado compreender como as características anisotrópicas se comportam na referida litologia, procurando assim contribuir com dados consistentes para as etapas que fazem uso destes parâmetros.

Tanto Dewhurst e Siggins (2006) quanto Singh e Sircar (2014) apresentam resultados obtidos a partir de experimentos realizados com amostras de folhelho, onde buscam compreender o efeito do aumento da pressão confinante sobre as velocidades  $e$ , conseqüentemente, sobre os parâmetros anisotrópicos. É possível indicar a partir destes artigos que, nos contextos analisados, o aumento da pressão ocasionou decréscimo nos parâmetros  $\epsilon$  e  $\gamma$ , cuja principal causa é remetida ao fechamento de microfraturas e poros alongados. Apenas Dewhurst e Siggins (2006) tratam acerca do parâmetro  $\delta$ , que ao contrário dos demais, apresentou valores crescentes com o aumento da pressão.

Dois sistemas de classificação podem ser apresentados para a anisotropia, compreendendo-se que podem ser válidos para diferentes aproximações ao tema. Segundo Rosa (2013), é possível distinguir dois tipos de anisotropia: a intrínseca e a extrínseca. A primeira está relacionada às propriedades características próprias de determinada litologia, como por exemplo os folhelhos, onde o alinhamento dos minerais gera um efeito anisotrópico destacado.

Para o caso extrínseco, tem-se que o mesmo é resultado da combinação de diferentes camadas, onde a espessura individual destas apresenta caráter subsísmico, de modo que o efeito de cada uma delas na propagação sísmica não pode ser corretamente individualizado e analisado. Este caso correlaciona-se aos meios estratificados que despertaram o interesse em pesquisadores desde a primeira metade do século XX, como exemplificado nos artigos de McCollum e Snell (1932) e Postma

(1955).

Jones (2010) propõe um número maior de divisões para as classes anisotrópicas, indicando três agrupamentos principais, alguns subdivididos em sub-grupos. As três classes propostas são: anisotropia intrínseca ou inerente, anisotropia induzida por fraturamentos e anisotropia de longo comprimento de onda.

A anisotropia intrínseca ou inerente é subdividida por Jones (2010) em quatro sub-grupos, sendo eles: anisotropia cristalina, relacionada às características cristalográficas dos minerais, como por exemplo a ortoestatita (Figura 5); induzida por restrição, relacionada a microfaturas condicionadas pela pressão confinante; litológica, resultante de orientação preferencial durante dos minerais durante a sedimentação; paleomagnética, com orientação dos cristais magnéticos durante a deposição.

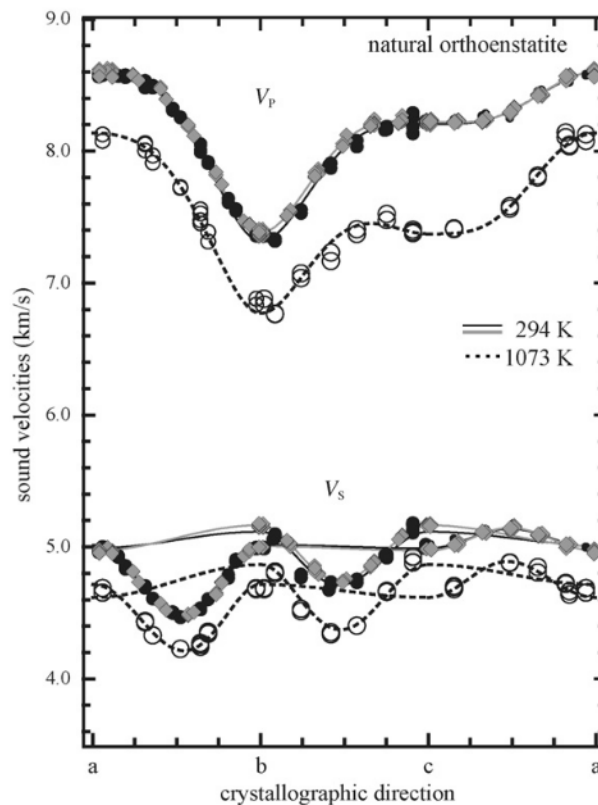


Figura 5 – Medidas de velocidade em diferentes direções cristalográficas. Fonte: Jackson et al., 2006.

Com relação à anisotropia induzida por fraturamentos, temos que esta é condicionada por estruturas rúpteis passíveis de serem detectadas pelo método sísmico convencional, diferindo assim do caso de microfaturas, onde estas são afetadas de modo direto pela pressão confinante.

Por fim, a anisotropia de longo comprimento de onda pode ser comparada à anisotropia extrínseca de Romanelli (2013), sendo resultante da intercalação entre camadas delgadas (Figura 6), ou ainda pelo padrão de tabuleiro de damas, onde ocorre a interseção de sistemas de fraturamentos ortogonais ou até mesmo oblíquos entre si.

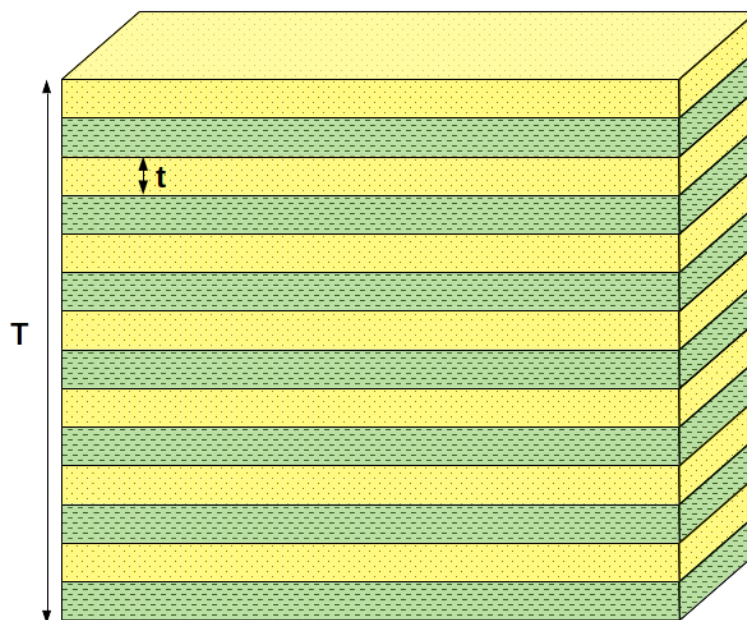


Figura 6 – Camadas subsísmicas intercaladas de folhelho e arenito.

Conforme apresentado por Costa e Silva (2005), temos que um corpo sofre deformações quando submetido a forças externas, sendo que tanto o estado de tensão, quanto de deformação, correspondem a grandezas tensoriais. Adicionalmente, Sheriff e Geldart (1995) indicam que para um contexto de pequenas deformações ( $10^{-8}$ ), é possível aplicar a Lei de Hooke, onde as tensões são diretamente proporcionais à deformação. O fator ponderador entre estes dois elementos é o próprio meio submetido aos esforços, representado por uma matriz cujos coeficientes estão relacionados às propriedades elásticas.

Temos a seguir a apresentação da Lei de Hooke, bem como as representações vetoriais e matriciais de seus elementos, conforme dispostos em Grechka (2009):

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

$$\begin{bmatrix} \tau_1 \\ \tau_2 \\ \tau_3 \\ \tau_4 \\ \tau_5 \\ \tau_6 \end{bmatrix} = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & c_{14} & c_{15} & c_{16} \\ c_{12} & c_{22} & c_{23} & c_{24} & c_{25} & c_{26} \\ c_{13} & c_{23} & c_{33} & c_{34} & c_{35} & c_{36} \\ c_{14} & c_{24} & c_{34} & c_{44} & c_{45} & c_{46} \\ c_{15} & c_{25} & c_{35} & c_{45} & c_{55} & c_{56} \\ c_{16} & c_{26} & c_{36} & c_{46} & c_{56} & c_{66} \end{pmatrix} \begin{bmatrix} \epsilon_1 \\ \epsilon_2 \\ \epsilon_3 \\ \epsilon_4 \\ \epsilon_5 \\ \epsilon_6 \end{bmatrix} \quad (2.2)$$

Grechka (2009) indica que os componentes de tensão normal  $\tau_1, \tau_2, \tau_3$  estão relacionados aos componentes de deformação normal  $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$ , ponderados de acordo com o quadrante superior esquerdo da matriz de rigidez. O autor indica ainda que estes coeficientes de rigidez são responsáveis pelas mudanças volumétricas e de forma em um sólido submetido a tensões normais, assumindo valores não-nulos tanto para casos isotrópicos quanto anisotrópicos.

Para os elementos diagonais no quadrante inferior direito,  $c_{44}, c_{55}, c_{66}$ , temos que estes atuam na correlação entre tensões e deformações cisalhantes, destacando-se a possibilidade de assumirem valores nulos no caso de fluidos. Os elementos ocupando os quadrantes superior direito e inferior esquerdo relacionam as tensões normais a deformações cisalhantes, bem como tensões cisalhantes a deformações normais. Estas relações só podem ser observadas em meios anisotrópicos, onde os coeficientes assumem valores não-nulos.

A matriz de rigidez, que representa então as propriedades elásticas de um meio, pode assumir características específicas diante de diferentes meios anisotrópicos, correspondendo assim às diferentes classes de simetria. Conforme indica Grechka (2009), o caso mais simples remete ao meio isotrópico, onde as propriedades elásticas mantêm o mesmo valor, independentemente da direção. Para esta classe, são apresentadas as seguintes equivalências, bem como a matriz correspondente (Equação 2.4), onde todos os elementos podem ser estimados a partir das constantes de Lamé,  $\lambda$  e  $\mu$ :

$$c_{44} = c_{55} = c_{66} \equiv \mu, c_{12} = c_{13} = c_{23} \equiv \lambda, c_{11} = c_{33} \equiv \lambda + 2\mu \quad (2.3)$$

$$c^{(iso)} = \begin{pmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{pmatrix} \quad (2.4)$$

Uma das classes mais estudadas e importantes na área do método sísmico é a isotrópica transversa, passível de ser subdividida em três sub-classes: isotropia transversa vertical, isotropia transversa horizontal e isotropia transversa inclinada. Nestes três casos é possível definir um eixo de simetria, a partir do qual, para um dado ponto, os valores dos parâmetros elásticos variam na direção paralela ao eixo, mas são iguais nas direções perpendiculares a este eixo.

Conforme salienta Costa-Silva (2005), especial destaque é dado à isotropia transversa vertical, sendo o modelo mais estudado, principalmente por correlacionar-se a contextos onde existem intercalações litológicas, tais como folhelhos e arenitos, bastante comuns nas bacias sedimentares onde há exploração de hidrocarbonetos.

Um meio apresentando isotropia transversa vertical (VTI) exibe eixo de simetria na direção vertical, correspondendo à direção onde é observada a menor velocidade de propagação de uma onda sísmica (Figura 7). Perpendicularmente ao eixo, as velocidades tendem a ser maiores, caracterizando assim a anisotropia do referido contexto. A razão da popularidade desta classe dá-se em função de sua correspondência com meio intercalados horizontais, bem como com camadas apenas de folhelhos, onde a estruturação e organização mineral tendem a se comportar de acordo com as características apresentadas.

Na representação da matriz de rigidez para o caso VTI podemos observar a presença de cinco coeficientes independentes, ocupando todo o quadrante superior esquerdo, bem como a diagonal inferior (Equação 2.5). Como veremos a seguir, variações desta classe estão relacionadas a diferentes orientações do eixo de simetria, para os quais a caracterização dependerá também de informações quanto ao ângulo

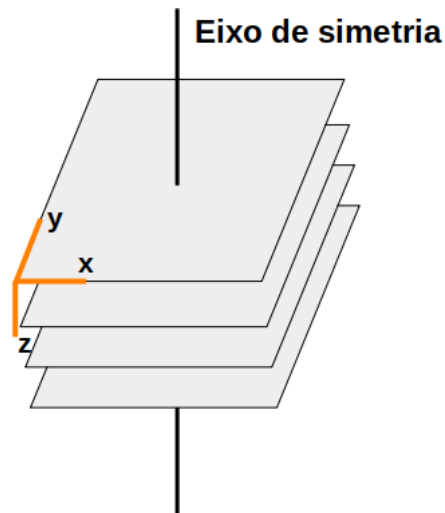


Figura 7 – Esquema de representação da classe VTI.

com relação à vertical.

$$c^{(vti)} = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{11} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{13} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{pmatrix} \quad (2.5)$$

Com a consolidação das aplicações e estratégias para soluções de meios VTI, seguem-se as implementações com foco em meios com isotropia transversa inclinada (TTI). Conforme pode ser observado na figura 8, esta classe apresenta similaridade com a classe anterior, dispondo entretanto de um eixo de simetria inclinado. No contexto de bacias sedimentares, situações análogas são muito comuns, principalmente quando eventos tectônicos ou halocinéticos causam o basculamento de formações de folhelhos ou de meios com litologias intercaladas.

A última sub-classe dentro desta classificação refere-se à isotropia transversa horizontal (HTI), cuja apresentação esquemática pode ser vista na figura 9. Este caso, embora pareça apenas uma variação do caso VTI, pode guardar características que requerem cuidado em sua análise. Um exemplo de situação onde essa classe pode ocorrer é um arenito maciço, isotrópico, cortado por falhas verticais. No contexto do método sísmico, esta configuração pode ser importante tanto do ponto de vista geométrico, quanto com relação ao tipo de preenchimento destas falhas, uma vez que

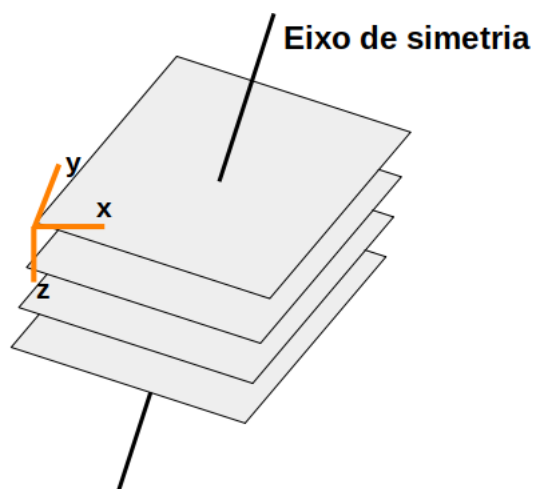


Figura 8 – Esquema de representação da classe TTI.

diferentes fluidos podem influenciar o efeito anisotrópico.

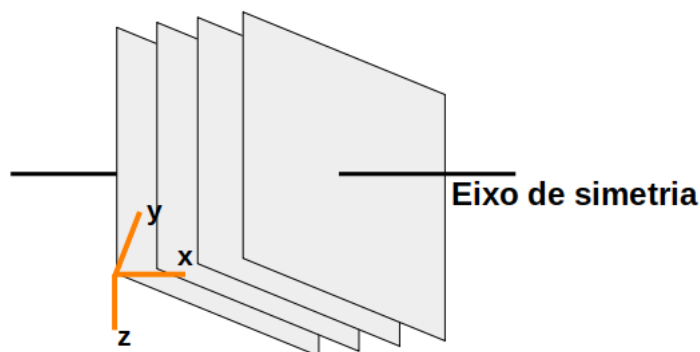


Figura 9 – Esquema de representação da classe HTI.

Duas outras classes podem ser ainda mencionadas, correspondendo a contextos mais complexos de anisotropia, sendo formadas pela combinação dos elementos apresentados anteriormente. O primeiro desses dois casos diz respeito aos chamados meios monoclinicos, onde pode haver geração de efeito anisotrópico a partir da intersecção de estruturas oblíquas. Um exemplo para esta situação é a ocorrência conjunta de duas famílias de fraturas, apresentando ângulos diferentes de orientação, não ortogonais entre si. Uma esquematização desta classe pode ser vista na figura 10:

A última classe a ser descrita neste trabalho refere-se ao meio ortorrômbico, onde estruturas geradoras de anisotropia encontram-se ortogonais entre si. Um dos exemplos mais comuns para este caso é a presença de falhas verticais cortando um meio intercalado, ou VTI, conforme esquema a seguir (Figura 11). Sua caracterização se dá por meio de nove coeficientes independentes de rigidez, entretanto, Grechka (2009) aponta que caso se deseje analisar apenas a onda qP, os componentes são reduzidos para seis, facilitando assim sua aplicação.

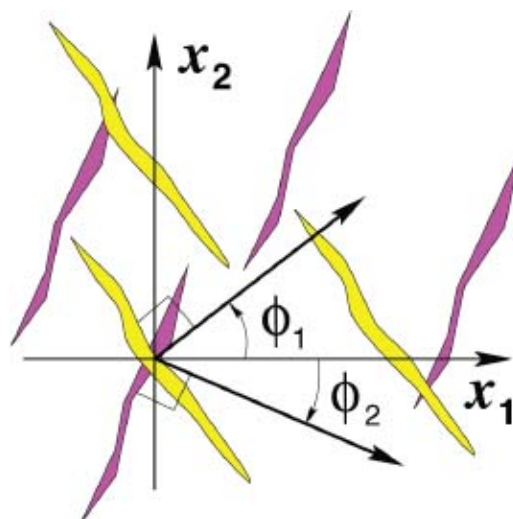


Figura 10 – Esquema de representação da classe monoclinica. Fonte: Grechka, 2009.

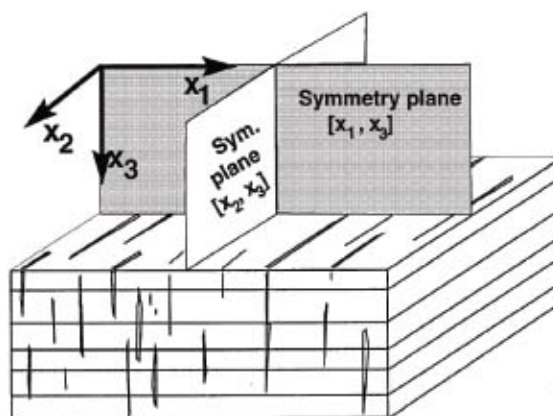


Figura 11 – Esquema de representação da classe ortorrômbica. Fonte: Grechka, 2009.

Exemplos do efeito da anisotropia sobre os dados sísmicos podem ser vistos segundo são apresentados por Jones (2010) e Sayers et al. (2015). Conforme indicam em seus respectivos trabalhos, a quantificação da anisotropia é importante para a obtenção de informações confiáveis dos aspectos cinemáticos e dinâmicos, evitando assim interpretações equivocadas sobre posicionamento e amplitudes dos refletores e traços sísmicos.

Jones (2010) apresenta *gathers* obtidos a partir de migrações realizadas por meio de modelos de velocidade isotrópico e anisotrópico, indicando as diferenças entre as profundidades dos refletores análogos (Figura 12). Tal discrepância é resultado principalmente da anisotropia relacionada ao parâmetro  $\delta$ , gerando diferenças superiores a 200 metros.

Santos et al. (2004) apresentam outra perspectiva acerca da implementação



de algoritmos anisotrópicos, mostrando que o uso de algoritmos e valores incorretos para os parâmetros anisotrópicos podem limitar a qualidade do resultado final. Neste trabalho é simulado um contexto geológico complexo, com uma anticlinal e falhas. Uma das camadas parametrizadas é considerada anisotrópica, sendo que o eixo de simetria desta varia em função de sua posição na estrutura. Foram realizadas modelagens com três algoritmos: um implementado para casos isotrópicos (ISO), outro para casos VTI e o último, adequado a casos LTI (isotropia transversa local), onde podem haver mudanças no eixo de simetria da anisotropia.

A comparação entre as modelagens empreendidas a partir destes três algoritmos mostra que em um contexto geológico onde o eixo de simetria varia localmente, resultados similares foram obtidos pelas implementações ISO e VTI, indicando que ambos não conseguiram tratar adequadamente a anisotropia em pontos onde ocorrem variações no eixo de simetria. Desta forma, a implementação LTI foi capaz de gerar os melhores resultados, atuando de forma robusta diante das mudanças no eixo de anisotropia (Figura 13).

### 2.1.2 Parâmetros de Thomsen

A influência do trabalho de Thomsen no tema da anisotropia dificilmente pode ser superestimada, uma vez que constitui um dos mais importantes alicerces na aplicação das variações azimutais de velocidade na indústria do petróleo. Destaque especial pode ser conferido aos parâmetros anisotrópicos propostos por ele em meados da década de 80 (Thomsen, 1986), explanados brevemente no decorrer deste capítulo.

Conforme indicado pelo referido autor, os três parâmetros apresentados configuram-se como combinações adequadas de elementos da matriz de módulos elásticos, representando as principais características de um meio anisotrópico. Tal proposição tem como objetivo simplificar as formulações que consideram a anisotropia; apresentar termos adimensionais, evitando assim comparações percentuais entre as velocidades nas diferentes direções e conduzir adequadamente as equações quando não há anisotropia, mantendo os resultados esperados nos casos isotrópicos.

No trabalho mencionado, Thomsen lida exclusivamente com a isotropia transversa vertical (VTI), mas salienta que os parâmetros propostos são adequados para as

### Image gathers at Well C

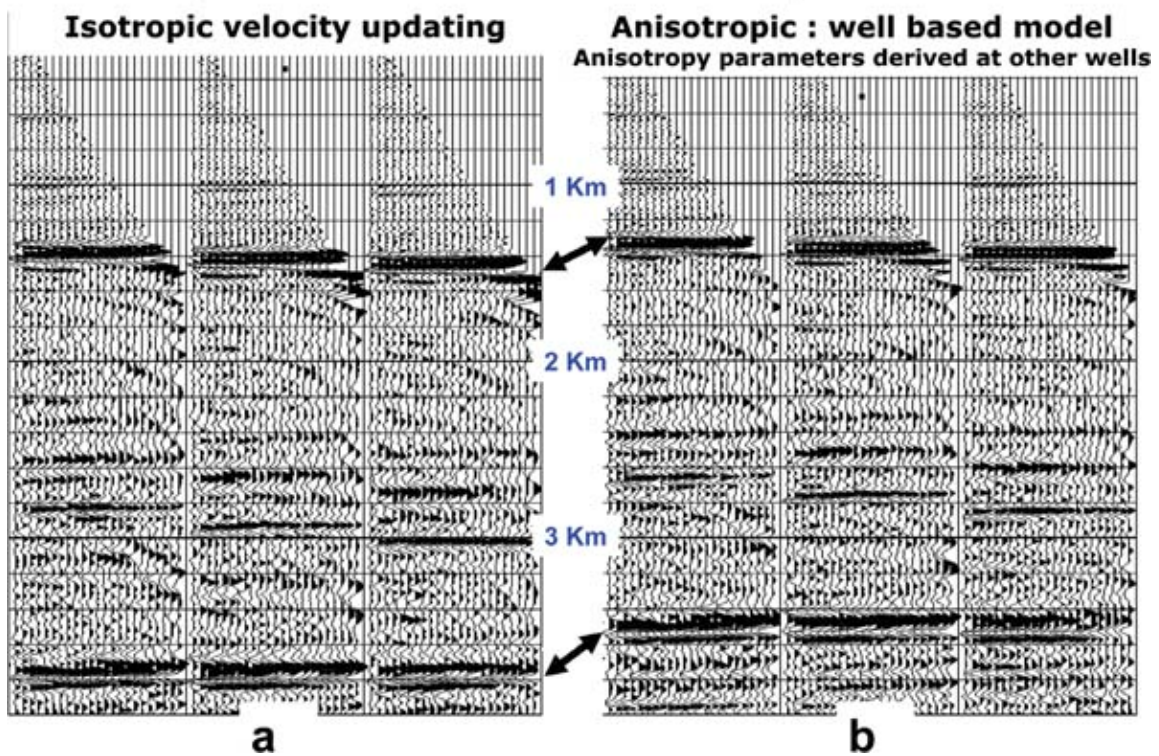


Figura 12 – Comparação entre *gathers* obtidos a partir de migração isotrópica e anisotrópica. Fonte: Jones, 2010.

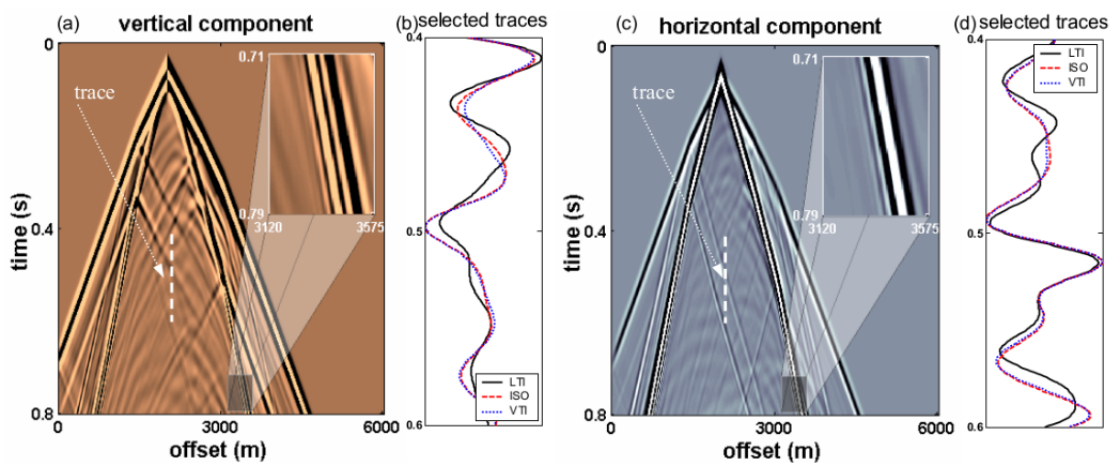


Figura 13 – Comparação entre modelagens sísmicas de meio anisotrópico com algoritmos isotrópico, VTI e LTI. Fonte: Santos, 2004.

demais simetrias existentes. É apresentada então a matriz de rigidez correspondente, destacando os cinco componentes independentes, distribuídos da seguinte forma:

$$C_{\alpha\beta} = \begin{bmatrix} C_{11} & (C_{11} - 2C_{66}) & C_{13} & & & \\ & C_{11} & C_{13} & & & \\ & & C_{33} & & & \\ & & & C_{44} & & \\ & & & & C_{44} & \\ & & & & & C_{66} \end{bmatrix} \quad (2.6)$$

Desta forma, as formulações apresentadas por Thomsen (1986) são as seguintes:

$$\epsilon = \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}} \quad (2.7)$$

$$\gamma = \frac{C_{66} - C_{44}}{2C_{44}} \quad (2.8)$$

$$\delta = \frac{1}{2C_{33}^2} [2(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{13} + C_{44})(C_{11} + C_{33} - 2C_{44})] \quad (2.9)$$

Costa-Silva (2005) descreve os parâmetros  $\epsilon$  e  $\gamma$  como as razões fracionárias entre as velocidades compressional e cisalhante nas direções vertical e horizontal, ressaltando que refere-se à onda qP para o primeiro caso e à onda SH para o segundo. Indica ainda que o parâmetro  $\delta$  está relacionado às variações na velocidade da onda qP para ângulos próximos à vertical.

A seguir são apresentados gráficos polares onde podem ser observados os efeitos dos parâmetros  $\epsilon$  e  $\delta$  na envoltória do campo de velocidades de ondas qP (Figuras 14 e 15). Para a estimativa das velocidades foi utilizada a formulação de Thomsen (1986) que se adéqua a meios com anisotropia baixa a moderada, isto é, com valores dos parâmetros anisotrópicos abaixo de 0,2.

$$v_p(\theta) = \alpha_0(1 + \delta \text{sen}^2\theta \text{cos}^2\theta + \epsilon \text{sen}^4\theta) \quad (2.10)$$

onde:

$\alpha_0$  - velocidade na direção do eixo de simetria, sendo dada por:

$$\alpha_0 = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}} \quad (2.11)$$

Um problema que se apresenta em análises anisotrópicas está relacionado às formas como os referidos parâmetros anisotrópicos podem ser obtidos, já que compõem um contexto onde o próprio modelo de velocidades carece ser estimado. Desta forma, podem ser listadas pelo menos três formas principais de estimativas dos parâmetros de Thomsen: perfis sônicos de poços, experimentos laboratoriais com amostras e estimativa a partir do uso conjunto de dados sísmicos e marcadores em poços.

A estimativa de parâmetros anisotrópicos com dados de poços pode ser exemplificada a partir do artigo de Horne et al. (2012), onde os valores de  $\epsilon$ ,  $\gamma$  e  $\delta$  (parâmetros de Thomsen) são estimados a partir de perfis sônicos dipolares (medem  $V_p$  e  $V_s$ ). Um dos principais pontos desta metodologia é a necessidade de dispor de poços com inclinações, pois o princípio básico baseia-se no conceito de que os poços, ao atravessarem uma formação relativamente homogênea em distintos ângulos de mergulho, permitirão a medição da velocidade também em diferentes ângulos (Figura 16).

Possuindo assim um *range* de valores de velocidades em função da inclinação, é possível estimar os parâmetros de Thomsen por um processo de inversão, buscando-se avaliar quais valores de  $\epsilon$ ,  $\gamma$  e  $\delta$ , combinados à velocidade vertical medida, resultariam nos valores de velocidades medidos para os outros ângulos.

Okorie et al. (2016) e Aniwetalu et al. (2021) fazem uso de técnica semelhante para a estimativa dos parâmetros anisotrópicos, aplicando-a entretanto em poços verticais. Em seus trabalhos, os autores apresentam formulações que permitem o cálculo dos parâmetros elásticos a partir dos dados de velocidade compressional, velocidade cisalhante, densidade e porosidade. Desta forma, tal metodologia só pode ser adequadamente aplicada quando estão disponíveis dados de perfis sônicos dipolares.

Tanto Okorie et al. (2016) quanto Aniwetalu et al. (2021) realizaram seus estudos



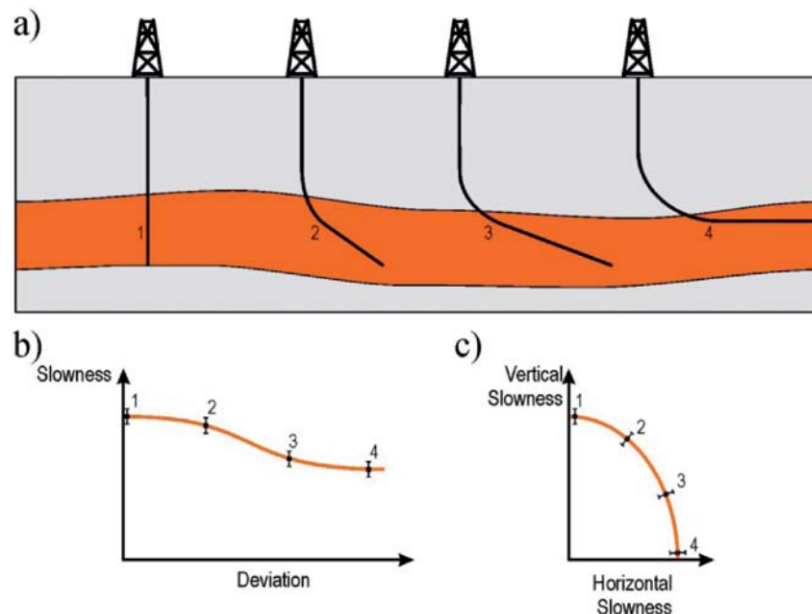


Figura 16 – Esquema de poços verticais e inclinados utilizados para estimativa dos parâmetros anisotrópicos. Fonte: Horne et al., 2012.

na área do Delta do Rio Níger, Nigéria. O primeiro ponto a ser destacado é que ambos encontraram valores de anisotropia para os arenitos inferiores àqueles estimados para os folhelhos, indicando assim que a constituição do segundo litotipo, especialmente com relação ao alinhamento dos minerais de argila, atua como importante componente na geração de efeitos anisotrópicos. Com relação aos arenitos, os valores de  $\epsilon$  encontrados limitaram-se a aproximadamente 9%, com exceção de contextos onde havia forte ocorrência de argilas autigênicas, levando a valores de até 20%. Já para os folhelhos foram observados valores de  $\epsilon$  de até 14,5%. Tais números indicam que a anisotropia da área pode ser caracterizada como moderada, especialmente para as porções basais, onde há predominância dos folhelhos da Formação Akata.

A segunda metodologia aplicada à estimativa de parâmetros anisotrópicos, conhecida também como método dinâmico, é composta por ensaios laboratoriais, onde as amostras de rochas são submetidas à aplicação de pulsos sônicos e medição dos tempos de chegada, permitindo assim conhecer o comportamento elástico das amostras.

Justen (2014) e Fuyong et al. (2016) aplicaram esta técnica para obtenção dos parâmetros elásticos em amostras de rochas evaporíticas, buscando caracterizar a existência, ou não, de variações de velocidade em função do ângulo de propagação do pulso sísmico.

Justen (2014) faz uso da metodologia de medição onde a propagação do pulso se dá em apenas uma direção, utilizando-se das velocidades S vertical e horizontal para a caracterização isotrópica e anisotrópica. Já Fuyong et al. (2016) trabalha com a propagação do pulso sísmico em diferentes ângulos, podendo assim verificar diretamente, seja para onda P ou S, a variação nos valores das velocidades de propagação. Ambas as pesquisas foram realizadas sobre rochas evaporíticas, obtendo resultados semelhantes.

Justen (2014) indica que as amostras de halita utilizadas em sua pesquisa apresentam caráter eminentemente isotrópico, destacando que esta característica pode ser observada a partir do comportamento das duas ondas cisalhantes medidas, já que estas, em materiais isotrópicos, tendem a apresentar o mesmo valor, ou valores muito próximos de velocidade. O autor salienta ainda que a maior parte das amostras analisadas possuem diferenças inferiores a 2% para as medições, estando assim dentro da margem experimental admitida. Adicionalmente, indica também que as amostras de halita com argila, visualmente anisotrópicas, não apresentaram esse comportamento durante os ensaios.

Conforme indicado anteriormente, Fuyong et al. (2016) realizaram a medição da velocidade P em diferentes ângulos em um mesmo corpo de prova, dispondo assim de uma série de resultados para a estimativa de anisotropia (Figura 17). Os autores indicam que os valores obtidos apontam para o caráter isotrópico da halita, sugerindo que algumas diferenças observadas são pequenas demais para a caracterização pretendida (cerca de 2%), podendo ser consideradas como produto de heterogeneidades cristalinas.

A terceira forma de estimativa dos parâmetros anisotrópicos tem caráter eminentemente prático, sendo passível de aplicação a partir de ferramentas disponíveis nos programas de construção de modelos de velocidades. As principais etapas desta linha metodológica podem ser vistas em Jones (2010), sendo sumarizadas a seguir.

A técnica baseia-se inicialmente na estimativa do parâmetro  $\delta$  a partir do cálculo da diferença entre um marcador interpretado em uma seção sísmica em profundidade (obtida a partir de um modelo preliminar de velocidades isotrópicas) e o marcador do horizonte correspondente em um poço disponível na área. É possível notar neste

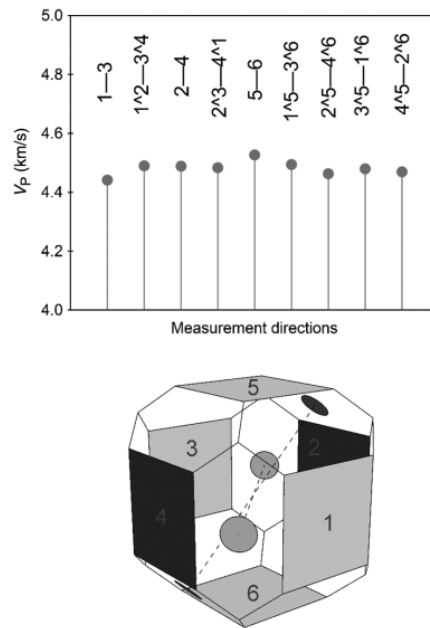


Figura 17 – Velocidades medidas e esquema de preparação na amostra de halita. Fonte: Fuyong, 2016.

momento parte do caráter interpretativo da metodologia, que depende de interpretações sobre o dado sísmico, bem como sobre o poço utilizado.

Considerando a influência de  $\delta$  para as distâncias fonte-receptor mais curtas, bem como a observação de que a velocidade obtida a partir dos dados sísmicos tende a ser maior que a velocidade observada em perfis sônicos, tem-se que um comportamento comumente observado é o posicionamento dos refletores sísmicos em profundidades menores do que as reais. Ponderando o contexto geológico de determinada área, é possível atribuir então esta diferença à anisotropia.

Posteriormente, deve ser feita a estimativa do parâmetro de alta ordem para o alinhamento dos traços, com ênfase para os afastamentos mais longos. Esta etapa pode ser feita a partir da marcação dos *moveouts* residuais, com estimativa do parâmetro  $\eta$  (Alkhalifah e Tsvankin, 1995), onde o mesmo é obtido a partir de uma equação não-hiperbólica. Em posse de  $\delta$  e  $\eta$ , é possível estimar  $\epsilon$  a partir da formulação proposta pelos referidos autores.

$$\eta = 0.5 \left( \frac{V_h^2}{V_{nmo}^2} - 1 \right) = \frac{\epsilon - \delta}{1 + 2\delta}$$

$$\epsilon = \eta(1 + 2\delta) + \delta$$



### 2.1.3 Meio Efetivo

A formulação mais conhecida acerca de meios efetivos é creditada a Backus (1962), que em seu trabalho discute a propagação de ondas sísmicas de longo período em meios finamente laminados, considerando situações onde a espessura das camadas é bastante inferior ao comprimento de onda por ela transmitido. Neste contexto, apresenta então formulações algébricas que buscam calcular, a partir das propriedades de cada camada presente em uma intercalação sedimentar, valores que possam representar todo o conjunto, generalizando-o assim a uma única grande camada, entendendo que esta adequa-se ao comportamento esperado pela interação entre a onda sísmica e o meio geológico estratificado.

A partir dos trabalhos de Postma (1955) e Backus (1962), Berryman (1979) analisa os efeitos anisotrópicos resultantes da intercalação de arenitos e carbonatos, tratando as duas litologias como isotrópicas. A partir de seus resultados, indica então que para as ondas compressionais, a anisotropia gerada pela sucessão de finas camadas é desprezível, salientando entretanto que para as ondas cisalhantes, assume valores significantes.

Berryman (1979) propõe então que para a geração de anisotropia em meios intercalados, devem ser consideradas ondas de longo comprimento, bem como camadas com espessuras muito delgadas, com altos contrastes entre suas propriedades. Indica ainda que a espessura total da camada deve ser muitas vezes maior que o comprimento de onda, sob pena de não ser possível observar os efeitos esperados.

Schoenberg e Muir (1989) expandiram as proposições de Backus (1962), fornecendo ferramentas para a estimativa de meios efetivos a partir de intercalações entre litologias anisotrópicas, indicando que esta seria uma situação muito mais próxima do contexto encontrado nas bacias sedimentares. Os autores incluem ainda formulações que permitem as referidas análises para diversas classes anisotrópicas, permitindo assim a inclusão de modelos com variadas simetrias, abrangendo não apenas intercalações litológicas, mas também estruturas como falhas.

Mavko et al. (1998) propõem que para a adequada aplicação do princípio apresentado por Backus (1962), deve-se considerar que as espessuras das lâminas ou

finas camadas que compõem o pacote rochoso, denominadas como  $h_1$ , devem corresponder, ao menos, a um décimo do comprimento de onda mínimo dominante. Adicionalmente, Liner e Fei (2006) indicam que deve-se considerar também que o comprimento do operador de médias ( $H$ ), em outras palavras, a espessura total da camada formada pela intercalação dos estratos, deve ser menor ou igual a um terço do comprimento de onda mínimo dominante. Diante desta postulação, confirmam então que o meio efetivo calculado a partir das propriedades dos diferentes estratos que o compõem resulta em um meio anisotrópico verticalmente suavizado que propaga as ondas elásticas de forma idêntica ao meio laminado original.

A figura 18 representa esquematicamente uma camada formada com intercalações de duas diferentes litologias, com indicação das espessuras  $h_1$  e  $H$ . Formulações para a estimativa dos parâmetros de meios efetivos compostos pela intercalação de litologias isotrópicas podem ser observadas de acordo como são apresentadas por Mavko (2009), sendo dispostas a seguir:

A seguir são apresentadas as formulações utilizadas, onde  $\langle \rangle$  representam médias ponderadas em função das proporções de cada litologia e  $A$ ,  $B$ ,  $C$ ,  $D$ ,  $F$  e  $M$  são componentes da matriz, segundo notação de Mavko (2009):

$$A = ((v_1 \cdot 4 \cdot \rho_1 \cdot (Vs_1)^2) \cdot (1 - \frac{Vs_1^2}{Vp_1^2}) + (v_2 \cdot 4 \cdot \rho_2 \cdot (Vs_2)^2) \cdot (1 - \frac{Vs_2^2}{Vp_2^2})) + (((v_1 \cdot (1 - (2 \cdot \frac{Vs_1^2}{Vp_1^2}))) + (v_2 \cdot (1 - 2 \cdot \frac{Vs_2^2}{Vp_2^2})))) \cdot ((v_1 \cdot (1 - 2 \cdot \frac{Vs_1^2}{Vp_1^2})) + (v_2 \cdot (1 - 2 \cdot \frac{Vs_2^2}{Vp_2^2})))) \cdot (1 / ((v_1 / (\rho_1 \cdot Vp_1^2)) + (v_2 / (\rho_2 \cdot Vp_2^2)))) \quad (2.12)$$

$$B = ((v_1 \cdot 2 \cdot \rho_1 \cdot (Vs_1)^2) \cdot (1 - 2 \cdot \frac{Vs_1^2}{Vp_1^2}) + (v_2 \cdot 2 \cdot \rho_2 \cdot (Vs_2)^2) \cdot (1 - 2 \cdot \frac{Vs_2^2}{Vp_2^2})) + (((v_1 \cdot (1 - (2 \cdot \frac{Vs_1^2}{Vp_1^2}))) + (v_2 \cdot (1 - 2 \cdot \frac{Vs_2^2}{Vp_2^2})))) \cdot ((v_1 \cdot (1 - 2 \cdot \frac{Vs_1^2}{Vp_1^2})) + (v_2 \cdot (1 - 2 \cdot \frac{Vs_2^2}{Vp_2^2})))) \cdot (1 / ((v_1 / (\rho_1 \cdot (Vp_1)^2)) + (v_2 / (\rho_2 \cdot (Vp_2)^2)))) \quad (2.13)$$

$$C = \frac{1}{v_1 / (\rho_1 \cdot (Vp_1)^2) + v_2 / (\rho_2 \cdot (Vp_2)^2)} \quad (2.14)$$

$$D = \frac{1}{v_1 / (\rho_1 \cdot (Vs_1)^2) + v_2 / (\rho_2 \cdot (Vs_2)^2)} \quad (2.15)$$

$$F = (v_1 \cdot (1 - 2 \cdot \frac{Vs_1^2}{Vp_1^2}) + v_2 \cdot (1 - 2 \cdot \frac{Vs_2^2}{Vp_2^2})) \cdot C \quad (2.16)$$

$$M = (v_1 \cdot \rho_1 \cdot (V_{s1})^2) + (v_2 \cdot \rho_2 (V_{s2})^2) \quad (2.17)$$

$$\rho_E = v_1 \cdot \rho_1 + v_2 \cdot \rho_2 \quad (2.18)$$

$$V_{pv} = \sqrt{\frac{C}{\rho_E}} \quad (2.19)$$

$$V_{ph} = \sqrt{\frac{A}{\rho_E}} \quad (2.20)$$

$$V_{sv} = \sqrt{\frac{D}{\rho_E}} \quad (2.21)$$

$$V_{sh} = V_{sv} \cdot \left(1 + \left(\frac{M - D}{2 \cdot D}\right)\right) \quad (2.22)$$

$$\epsilon = \frac{A - C}{2 \cdot C} \quad (2.23)$$

$$\gamma = \frac{M - D}{2 \cdot D} \quad (2.24)$$

$$\delta = \frac{(F + D)^2 - (C - D)^2}{2 \cdot C \cdot (C - D)} \quad (2.25)$$

Formulações adaptadas para a utilização na estimativa de meios efetivos com intercalações de litologias intrinsecamente anisotrópicas seguem a organização apresentada por Kumar (2013), baseadas no desenvolvimento de Schoenberg e Muir (1989) sobre as formulações de Backus (1962):

$$C_{33} = V_p^2 \cdot \rho \quad (2.26)$$

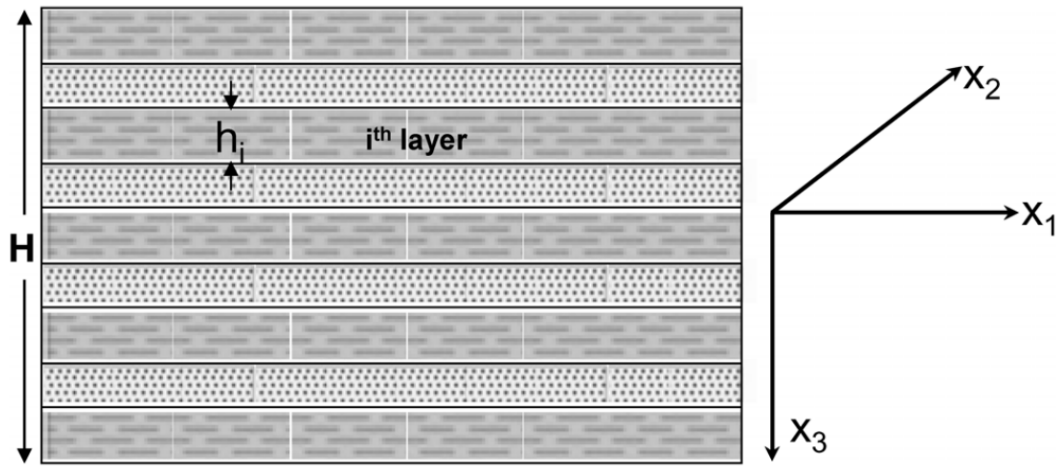


Figura 18 – Camada formada pela sequência de duas litologias diferentes. Fonte: Kumar, 2013.

$$C_{55} = C_{44} = V_s^2 \cdot \rho \quad (2.27)$$

$$C_{11} = (1 + 2 \cdot \epsilon) \cdot C_{33} \quad (2.28)$$

$$C_{66} = (1 + 2 \cdot \gamma) \cdot C_{44} \quad (2.29)$$

$$C_{13} = \sqrt{2 \cdot \delta \cdot C_{33} \cdot (C_{33} - C_{55}) + (C_{33} - C_{55})^2} - C_{55} \quad (2.30)$$

$$C_{33}^e = \left\langle \frac{1}{C_{33}} \right\rangle^{-1} \quad (2.31)$$

$$C_{44}^e = C_{55}^e = \left\langle \frac{1}{C_{44}} \right\rangle^{-1} \quad (2.32)$$

$$C_{13}^e = C_{23}^e = \left\langle \frac{C_{13}}{C_{33}} \right\rangle \left\langle \frac{1}{C_{33}} \right\rangle^{-1} \quad (2.33)$$

$$C_{66}^e = \langle C_{66} \rangle \quad (2.34)$$

$$C_{11}^e = C_{22}^e = \langle C_{11} \rangle + \left\langle \frac{C_{13}}{C_{33}} \right\rangle^2 \left\langle \frac{1}{C_{33}} \right\rangle^{-1} - \left\langle \frac{C_{13}^2}{C_{33}} \right\rangle \quad (2.35)$$

$$C_{12}^e = C_{11}^e - 2C_{66}^e \quad (2.36)$$

$$V_p^e = \sqrt{\frac{C_{33}^e}{\rho^e}} \quad (2.37)$$

$$V_s^e = \sqrt{\frac{C_{55}^e}{\rho^e}} \quad (2.38)$$

$$\epsilon^e = \frac{C_{11}^e - C_{33}^e}{2C_{33}^e} \quad (2.39)$$

$$\gamma^e = \frac{C_{66}^e - C_{44}^e}{2C_{44}^e} \quad (2.40)$$

$$\delta^e = \frac{(C_{13}^e + C_{55}^e)^2 - (C_{33}^e + C_{55}^e)^2}{2 \cdot C_{33}^e \cdot (C_{33}^e - C_{55}^e)} \quad (2.41)$$

## 2.2 Modelagem Sísmica

De acordo com O'Brien e Gray (2017), a modelagem sísmica configura-se como um conjunto de processos que têm como objetivo simular a resposta da Terra advinda da interação entre uma fonte sísmica e os materiais percorridos pela onda emitida. Tais modelagens podem ser feitas a partir de modelos reduzidos, onde simulam-se as condições reais, tais como a ocorrência de camadas de rochas sedimentares, com emissão de um pulso real e recepção por meio de sensores específicos, ou podem ser formuladas a partir de algoritmos computacionais que procuram resolver as soluções para a equação da onda, de acordo com os parâmetros estipulados.

Carcione et al. (2002) indicam ainda que a modelagem sísmica é utilizada em um amplo espectro de aplicações, fornecendo importantes informações para a

parametrização de levantamentos sísmicos e para os algoritmos de inversão de dados sísmicos, além de auxiliar em determinadas etapas do processo de interpretação geológica/geofísica.

Existem diversos caminhos propostos para a simulação computacional da propagação de ondas, destacando-se para o presente trabalho o método das diferenças finitas, com aplicação em duas dimensões. Esta metodologia consiste inicialmente no estabelecimento de malhas (*grids*), que simulam as propriedades do meio, de forma que cada ponto disponha de informações de posicionamento (coordenadas em  $x$ ), profundidade ( $z$ ) e o valor de determinada propriedade, como por exemplo, velocidade ou densidade.

Em seguida, é feita uma perturbação do sistema a partir da aplicação de uma formulação matemática que simula um pulso sísmico, calculando-se para cada passo de tempo, informações referentes à propagação da onda sísmica. Desta forma, estima-se a posição da onda para cada intervalo temporal, bem como o deslocamento das partículas afetadas por ela.

### 2.2.1 Método das Diferenças Finitas

O método das diferenças finitas caracteriza-se como uma estratégia para resolução de problemas nos quais a aplicação de soluções analíticas é muito difícil, mas onde a obtenção de resultados com boas aproximações já é suficiente.

Para a demonstração do método, será considerado um espaço bidimensional, entretanto a aplicação pode ser feita também em um espaço tridimensional. Considerando o escopo deste trabalho, será utilizada como complemento ao exemplo a equação escalar da onda, na forma a seguir, onde  $p$  corresponde ao campo de pressão e  $v$  à velocidade:

$$\nabla^2 p - \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2} = 0 \quad (2.42)$$

A equação procura descrever a propagação de uma onda considerando a posição ( $x$  e  $z$ ) e o tempo ( $t$ ), tomando como informação do meio apenas a velocidade deste, não levando em conta elementos adicionais, como por exemplo a densidade. Abrindo o

operador laplaciano, temos:

$$\left( \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} \right) - \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2} = 0 \quad (2.43)$$

Conforme pode ser visto na formulação acima, será necessário efetuarmos a derivada segunda no espaço e no tempo. Esta operação pode ser realizada por meio do método das diferenças finitas (MDF), conforme explicação apresentada nos próximos parágrafos.

Inicialmente, dispomos de uma área para a qual pretendemos estimar a propagação de uma onda acústica. Conforme apresentada na figura 19a, esta área é formada por um número infinito de pontos, representando sua natureza contínua. O método de diferenças finitas inicia-se então com a discretização do referido meio, dividido em celas com tamanho  $\Delta x$  e  $\Delta y$ , conforme pode ser visto na figura 19b.

A partir desse momento, a ideia é avaliar os nós que compõem o meio discretizado, como por exemplo o ponto destacado na figura 19c. Podemos observar então o nó central selecionado, posicionado na coordenada  $(x,y)$ , bem como seus vizinhos, que serão considerados para a aplicação das derivadas.

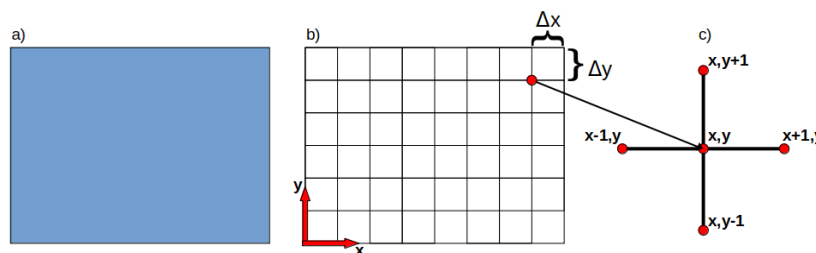


Figura 19 – Método de diferenças finitas.

Como indicado anteriormente, será necessário efetuar a derivada segunda no espaço, entretanto, antes podemos aplicar uma estratégia preliminar para a definição da primeira derivada. Conforme pode ser visto na figura 20, pontos intermediários são adicionados entre aqueles apresentados anteriormente, permitindo uma manipulação útil para o objetivo pretendido.

Tomando então como hipótese que os valores nos pontos originais (cor vermelha) são conhecidos, a estimativa para o ponto intermediário com coordenadas  $x+1/2,y$  pode ser obtida a partir da seguinte formulação:

$$\left. \frac{\partial p}{\partial x} \right|_{x+1/2,y} \approx \frac{p_{x+1,y} - p_{x,y}}{\Delta x} \quad (2.44)$$

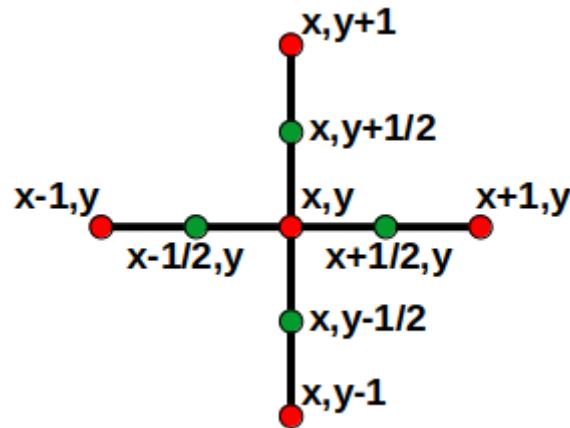


Figura 20 – Pontos para derivadas do MDF (pontos adicionais na cor verde).

De forma análoga, podemos realizar as estimativas para os pontos com coordenadas  $x-1/2,y$ ;  $x,y+1/2$  e  $x,y-1/2$ . Estas operações representam as primeiras derivadas em  $x$  e  $y$ , representando assim o primeiro passo para o desenvolvimento da equação da onda conforme apresentada.

$$\left. \frac{\partial p}{\partial x} \right|_{x-1/2,y} \approx \frac{p_{x,y} - p_{x-1,y}}{\Delta x} \quad (2.45)$$

$$\left. \frac{\partial p}{\partial y} \right|_{x,y+1/2} \approx \frac{p_{x,y+1/2} - p_{x,y}}{\Delta y} \quad (2.46)$$

$$\left. \frac{\partial p}{\partial y} \right|_{x,y-1/2} \approx \frac{p_{x,y} - p_{x,y-1/2}}{\Delta y} \quad (2.47)$$

Após o cálculo das derivadas nos pontos intermediários adicionados à malha original, podemos utilizá-los para a estimativa da derivada no ponto central, com coordenadas  $x,y$ . Desta forma, temos a seguinte sequência para chegarmos nas derivadas segundas:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} \approx \frac{\left( \frac{\partial p}{\partial x} \right)_{x+1/2,y} - \left( \frac{\partial p}{\partial x} \right)_{x-1/2,y}}{\Delta x^2} \quad (2.48)$$

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} \approx \frac{p_{x+1,y} - p_{x,y} - p_{x,y} + p_{x-1,y}}{\Delta x^2} \quad (2.49)$$



$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} \approx \frac{p_{x+1,y} + p_{x-1,y} - 2p_{x,y}}{\Delta x^2} \quad (2.50)$$

$$\frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \approx \frac{\left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)_{x,y+1/2} - \left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)_{x,y-1/2}}{\Delta y^2} \quad (2.51)$$

$$\frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \approx \frac{p_{x,y+1} - p_{x,y} - p_{x,y} + p_{x,y-1}}{\Delta y^2} \quad (2.52)$$

$$\frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \approx \frac{p_{x,y+1} + p_{x,y-1} - 2p_{x,y}}{\Delta y^2} \quad (2.53)$$

Além das derivadas espaciais de segunda ordem, é necessário também fazer uso da derivada temporal de segunda ordem. A formulação correspondente pode ser vista a seguir, tendo sido adicionado um expoente  $n$ , que representa os instantes de tempo considerados para os cálculos.

$$\frac{\partial^2 p}{\partial t^2} \approx \frac{p_{x,y}^{n+1} + p_{x,y}^{n-1} - 2p_{x,y}^n}{\Delta t^2} \quad (2.54)$$

### 2.2.2 Esquema de Modelagem Sísmica

Com relação aos trabalhos mais importantes utilizados para a modelagem sísmica, é importante fazer referência a Virieux (1986) e sua proposta de retorno às equações elastodinâmicas, que transformadas em um sistema hiperbólico de primeira ordem, podem ser apresentadas da seguinte maneira:

$$\frac{\partial v_x}{\partial t} = b \left( \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right), \quad (2.55)$$

$$\frac{\partial v_z}{\partial t} = b \left( \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \right), \quad (2.56)$$

$$\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial z}, \quad (2.57)$$

$$\frac{\partial \tau_{zz}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_z}{\partial z} + \lambda \frac{\partial v_x}{\partial x}, \quad (2.58)$$

$$\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial t} = \mu \left( \frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right). \quad (2.59)$$

onde:

$v_x$  e  $v_z$  correspondem à velocidade de partícula em x e z;  $b$  é o inverso da densidade;  $\tau_{xx}$ ,  $\tau_{zz}$  e  $\tau_{xz}$  são as tensões e  $\lambda$  e  $\mu$  são os parâmetros de Lamé.

Virieux (1986) indica também o uso de uma fonte explosiva, sendo aplicada sobre as tensões  $\tau_{xx}$  e  $\tau_{zz}$  em função destas serem definidas nos mesmos pontos. Adicionalmente, deve-se indicar que outro ponto importante na metodologia é a aplicação da malha intercalada, segundo proposto por Madariaga (1976).

Baseado nas formulações de diferenças finitas com malha intercalada de Virieux-Madariaga, Levander (1988) apresenta um esquema dispondo de derivadas de quarta ordem no espaço e segunda ordem no tempo, expandindo assim a aplicação de seu algoritmo para diferentes contextos.

Levander (1988) indica que o algoritmo adaptado por ele, com uso de malha intercalada, apresenta estabilidade para todos os valores de razão de Poisson possíveis, configurando-se assim como uma metodologia bastante adequada para a modelagem de dados marinhos, onde altos contrastes entre os materiais podem ser encontrados. Indica ainda que a dispersão pode ser facilmente controlada e que as condições de superfície livre também podem ser adequadamente tratadas.

Os estênceis para as estimativas da velocidades e tensões apresentados por Levander (1988) podem ser vistos nas figuras 21 e 22. Na sequência são dispostas as formulações apresentadas também por Levander (1988), válidas para meio isotrópico:

$$\rho \frac{\partial u_t}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z}, \quad (2.60)$$

$$\frac{\partial w_t}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z}, \quad (2.61)$$

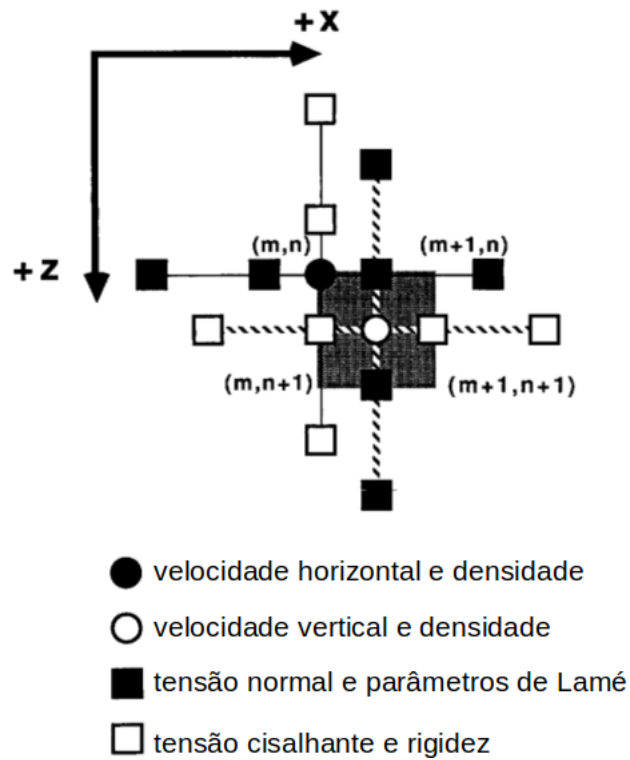


Figura 21 – Estêncil para as derivadas das velocidades. Fonte: Martins (2003, adaptado de Levander, 1988)

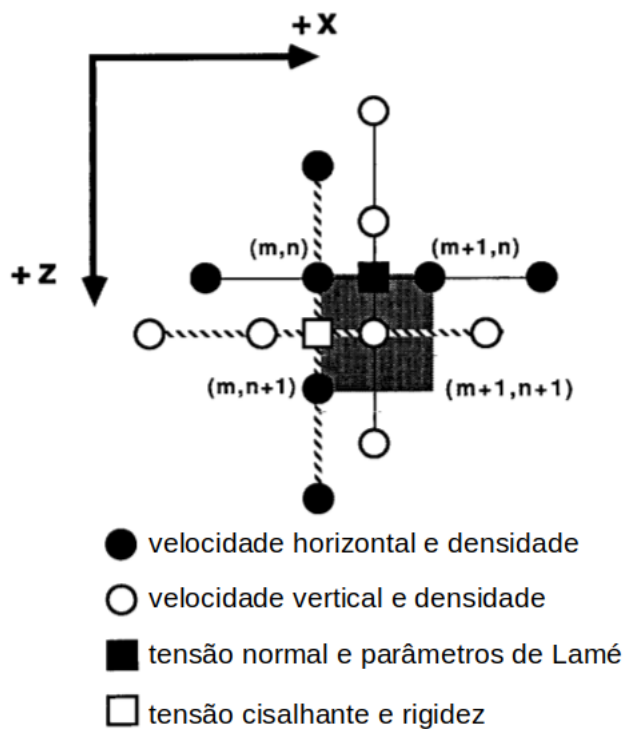


Figura 22 – Estêncil para as derivadas das tensões. Fonte: Martins (2003, adaptado de Levander, 1988)

$$\tau_{xx} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial u}{\partial x} + \lambda \frac{\partial w}{\partial z}, \quad (2.62)$$

$$\tau_{zz} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial w}{\partial z} + \lambda \frac{\partial u}{\partial x}, \quad (2.63)$$

$$\tau_{xz} = \mu \left( \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right). \quad (2.64)$$

onde:

$u$  e  $w$  correspondem aos componentes de deslocamento em  $x$  e  $z$ ,  $u_t$  e  $w_t$  são as velocidades de partícula,  $\tau_{ij}$  correspondem às tensões,  $\lambda$  e  $\mu$  são os parâmetros de Lamé e  $\rho$  é a densidade.

Martins (2003) apresenta uma adaptação da metodologia apresentada por Levander (1988), capaz de lidar com meios anisotrópicos. Conforme descrito em seu trabalho, foi realizada a implementação de um sistema de equações, válidas para um meio transversalmente isotrópico com eixo vertical (VTI), onde o deslocamento vertical ( $V_x$ ) e a densidade são avaliados em posições inteiras da malha ( $i,j$ ),  $V_z$  e densidade em posições fracionárias ( $i+1/2,j+1/2$ ), tensões normais  $\tau_{xx}$  e  $\tau_{zz}$  e os parâmetros elásticos  $C_{11}$ ,  $C_{13}$  e  $C_{33}$  avaliados nas posições ( $i+1/2,j$ ) e, finalmente, tensão cisalhante  $\tau_{xz}$  e o parâmetro elástico  $C_{44}$  avaliados em ( $i,j+1/2$ ).

As formulações apresentadas por Martins (2003) podem ser vistas a seguir:

$$\rho \frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z}, \quad (2.65)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z}, \quad (2.66)$$

$$\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial t} = C_{11} \frac{\partial U}{\partial x} + C_{13} \frac{\partial V}{\partial z}, \quad (2.67)$$

$$\frac{\partial \tau_{zz}}{\partial t} = C_{33} \frac{\partial V}{\partial z} + C_{13} \frac{\partial U}{\partial x}, \quad (2.68)$$

$$\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial t} = C_{44} \left( \frac{\partial U}{\partial z} + \frac{\partial V}{\partial x} \right). \quad (2.69)$$

Conforme poderá ser visto no capítulo de metodologias, o algoritmo implementado neste trabalho corresponde a uma adaptação da proposta apresentada por Martins (2003).

### 2.2.3 Fonte Sísmica

O processo de aquisição de dados sísmicos tem como um de seus principais elementos a fonte sísmica, responsável por gerar os pulsos que deverão ser transmitidos e refletidos nos diversos refletores sísmicos presentes na área da pesquisa. A variedade de fontes existentes dá-se pela diversidade dos meios (terrestre e aquático, com destaque para o marítimo), bem como pelos objetivos específicos propostos.

Para levantamentos terrestres, as opções mais comuns incluem o uso de explosivos e de vibradores, sendo os últimos relacionados a situações logísticas e ambientais mais restritivas. A fonte do tipo explosivo costuma contar com dois elementos: o primeiro, composto pela espoleta, é responsável pela ignição do sistema; o segundo refere-se à maior massa de explosivos do sistema, sendo composto por materiais como a pentolita e responsável pela energia que deverá de fato ser propagada pelo meio.

Conforme indicam Amundsen e Landro (2010), para o caso marítimo temos os *air-guns* como principais fontes sísmicas, sendo estes correspondentes a câmaras de ar-comprimido que liberam sua energia instantaneamente, gerando um pulso acústico. Seu uso se dá em função de características como o a repetibilidade e a predictibilidade, importantes para a etapa de processamento sísmico, além do impacto relativamente baixo para a vida marinha.

Uma fonte sísmica também é necessária para a modelagem numérica empregada neste trabalho, entretanto, neste caso devemos usar uma função que possa representar as características de uma fonte tradicional. Desta forma, optou-se por utilizar um pulso sísmico do tipo *Ricker*, que segundo Acquaviva et al. (2015), configura-se como a

*wavelet* de fase zero mais utilizada para criação de traços sintéticos, baseando-se em um modelo matemático que realiza uma combinação linear de ondaletas, simulando assim um pulso padrão.

A seguinte expressão matemática caracteriza a fonte empregada, tendo sido aplicada nos componentes de tensão normal no algoritmo de modelagem:

$$f(t) = [1 - 2(\pi f_c t)^2] \exp^{-(\pi f_c t)^2} \quad (2.70)$$

Um importante elemento para a caracterização da fonte sísmica é o parâmetro  $f_c$ , que pode ser estimado a partir da seguinte equação, onde requer-se a frequência de corte desejada pelo usuário:

$$f_c = \frac{f_{\text{corte}}}{3\sqrt{\pi}} \quad (2.71)$$

Os parâmetros utilizados para as modelagens empreendidas neste trabalho podem ser vistos no capítulo de metodologias.

## 2.2.4 Dispersão e Estabilidade Numérica

Conforme apresentado no tópico sobre o método das diferenças finitas, uma série de parâmetros é necessária afim de permitir a resolução do problema proposto. Inicialmente, requer-se a posição espacial para cada nó da malha (coordenadas  $x$  e  $y$ ), sendo que esta guarda dependência com as dimensões das celas ( $\Delta x$  e  $\Delta y$ , por vezes referenciada como  $h$ ).

Além do elemento espacial, deve ser considerada também a posição temporal, responsável por referenciar as mudanças ocorridas para cada momento. Tem-se assim a necessidade de parametrização de um intervalo de amostragem ( $\Delta t$ ), condicionando a maneira como se dará a estimativa em função do tempo da propagação da onda.

A definição das dimensões da malha e do intervalo de amostragem é uma etapa importante para a modelagem sísmica conforme proposta neste trabalho, garantindo a confiabilidade dos resultados obtidos pelo algoritmo implementado. Parâmetros inapropriados podem resultar em artefatos deletérios, prejudicando a interpretação dos modelos obtidos.

Conforme indica Martins (2003), a dispersão numérica está relacionada às dimensões das celas do modelo, uma vez que na aplicação do método das diferenças finitas, a discretização da velocidade baseia-se na premissa de que o tamanho escolhido deve ser muito inferior ao comprimento de onda considerado.

De acordo com Faria (1993), a dispersão numérica está relacionada às velocidades de fase e grupo, onde estas são influenciadas pelos parâmetros selecionados para a modelagem, tais como o espaçamento do *grid*, a velocidade de propagação do meio, além da frequência máxima estimada para o pulso sísmico de entrada.

Considerando então a estimativa das dimensões para celas regulares ( $\Delta x = \Delta y = h$ ), são necessários os valores da velocidade mínima a ser inserida durante as modelagens ( $c_{min}$ ), a frequência máxima ( $f_{max}$ ), vinculada às características da fonte e o número máximo de amostras por comprimento de onda ( $\omega$ ), compondo a fórmula a seguir, segundo apresentada por Martins (2003):

$$h = \frac{c_{min}}{\omega \cdot f_{max}} \quad (2.72)$$

A estabilidade numérica está relacionada ao intervalo de amostragem parametrizado para a modelagem sísmica, e segundo Bulcão (2004), deve garantir que durante a progressão no tempo, não ocorra amplificação artificial do sinal, corrompendo o resultado final. Sendo um fenômeno intrínseco do processo de discretização por meio de malhas, tem sua formulação diretamente relacionada às dimensões da cela ( $h$ ) e à velocidade máxima a ser considerada durante as modelagens.

Adicionalmente, Bulcão (2004) indica ainda que para algoritmos construídos a partir do método das diferenças finitas e que utilizam operadores de segunda ordem tanto para o tempo, quanto para o espaço, deve-se considerar o valor dez (10) para o parâmetro  $\omega$ . Para situações onde são utilizados operadores de quarta ordem para as derivadas espaciais, como é o caso deste trabalho, pode-se reduzir o valor de  $\omega$  para cinco (5), mantendo a estabilidade do sistema.

$$\Delta t \leq \frac{h}{\mu \cdot c_{max}} \quad (2.73)$$

onde:  $\Delta t$  é o intervalo de amostragem,  $h$  é a dimensão da cela,  $c_{max}$  é a velocidade máxima e  $\mu$  é uma constante relacionada ao número de amostras por comprimento de onda.

Considerando as premissas para formulações que envolvem derivadas e a resolução pelo método de diferenças finitas, os valores de  $h$  e  $\Delta t$  devem ser os menores possíveis, entretanto tal empreendimento pode acarretar em um alto custo computacional, de modo que a estimativa dos referidos parâmetros permite a obtenção de resultados satisfatórios, cumprindo os pré-requisitos mínimos para mitigação dos possíveis problemas indicados.

### 2.2.5 Condições de Contorno

Duas principais condições de contorno costumam ser indicadas em modelagens sísmicas, a primeira diz respeito à condição inicial do sistema e a segunda às bordas do modelo. Para o primeiro ponto, temos que todos os nós devem estar zerados, correspondendo assim a uma situação de repouso do sistema. Desta forma, a modelagem tem como dados de entrada malhas com valores igual a 0 no tempo 0 e a perturbação inicial da fonte aplicada apenas no próximo passo de tempo ( $t + \Delta t$ ).

A segunda condição de contorno e certamente uma das mais destacadas diz respeito às características das bordas do modelo, uma vez que estas podem se configurar como interfaces reflexivas, à semelhança dos limites entre as camadas verdadeiramente representativas do modelo de velocidade. Tal situação pode levar então à geração de artefatos indesejados, que misturados às reflexões esperadas, prejudicam não apenas esteticamente, mas podem causar interferências dos dados principais.

Dentro desta problemática, o célebre trabalho de Cerjan et al. (1985) foi selecionado como principal metodologia a ser aplicada. Trata-se de uma sistemática onde é implementada uma condição de bordas não-reflexivas, onde é realizada uma gradual redução das amplitudes. Dois elementos principais são considerados para a sua aplicação: o primeiro diz respeito às dimensões (número de celas) nos limites dos modelos onde a atenuação será efetivada; o segundo trata da formulação aplicada



nestes locais, que pode ser vista a seguir:

$$G = \exp^{-(fa(na-i))^2} \quad (2.74)$$

onde:

$G$  = coeficiente de atenuação das amplitudes;  $fa$  = fator de amortecimento;  $na$  = dimensões da borda de amortecimento.

### 3 Metodologia

As principais etapas desenvolvidas durante o trabalho incluem a estimativa dos parâmetros de meios efetivos a partir de formulações derivadas de Backus (1962), bem como a modelagem sísmica elástica anisotrópica bidimensional de meios geológicos intercalados e efetivos, gerando dados que permitam análises cinemáticas e de amplitude. Foram selecionados três contextos geológicos distintos para a elaboração dos modelos geológicos, sendo eles: intercalação de dolomita e argilito, intercalação de arenito e folhelho e intercalação de halita e sal de alta velocidade. As propriedades das referidas litologias são apresentadas nas tabelas 1, 2 e 3.

A tabela 1 apresenta os parâmetros relativos à dolomita e ao argilito, retirados de Mavko (2009). Embora a tradução direta da palavra utilizada por Mavko (2009) seja folhelho, optou-se pelo uso durante o texto do termo argilito, já que o mesmo apresenta caráter isotrópico. Conforme poderá ser visto na sequência, este contexto configura-se como a situação onde há maior contraste entre as propriedades das litologias consideradas, salientando-se que para este caso ambas são isotrópicas.

A tabela 2 apresenta as propriedades de folhelho e arenito, disponíveis em Sondergeld e Rai (2011). Este tipo de intercalação pode ser observada com frequência nas bacias sedimentares, especialmente em situações caracterizadas por aportes periódicos de sedimentos com diferentes granulometrias. Um ponto de destaque para este caso é a presença de uma litologia intrinsecamente anisotrópica, correspondente ao folhelho. Desta forma, a anisotropia resultante da intercalação das camadas passa a ser não apenas função dos contrastes de velocidades, mas também influenciada pelo parâmetros anisotrópicos atribuídos ao folhelho.

Finalizando as tabelas de propriedades (tabela 3), temos os parâmetros da halita e do sal de alta velocidade (HVS), considerando assim uma intercalação evaporítica, com ambas as litologias isotrópicas. Este contexto geológico pode ser observado com frequência no intervalo evaporítico Aptiano, como por exemplo na Bacia de Santos (Maul, 2019).

Tabela 1 – Propriedades da dolomita e argilito (Mavko, 2009).

Propriedades	Dolomita	Argilito
$V_p(m/s)$	5200	2900
$V_s(m/s)$	2700	1400
$\rho(g/cm^3)$	2,45	2,34
$\delta$	0	0
$\epsilon$	0	0
$\gamma$	0	0

Tabela 2 – Propriedades do folhelho e arenito (Sondergeld e Rai, 2011).

Propriedades	Folhelho	Arenito
$V_p(m/s)$	3060	2950
$V_s(m/s)$	1490	1480
$\rho(g/cm^3)$	2,42	2
$\delta$	-0,051	0
$\epsilon$	0,256	0
$\gamma$	0,481	0

Tabela 3 – Propriedades da halita e do sal de alta velocidade (Maul, 2019).

Propriedades	Halita	HVS
$V_p(m/s)$	4510	5061
$V_s(m/s)$	2706	3037
$\rho(g/cm^3)$	2,03	2,66
$\delta$	0	0
$\epsilon$	0	0
$\gamma$	0	0

## 3.1 Meios Efetivos

Conforme indicado anteriormente, foram estimados os parâmetros de meios efetivos a partir das formulações disponíveis para situações envolvendo apenas litologias isotrópicas, bem como contextos onde ocorrem também rochas anisotrópicas. Os três contextos geológicos apresentados no tópico anterior buscam abranger algumas das mais importantes situações encontradas nas bacias sedimentares, de modo que a análise dos meios efetivos gerados permitem uma importante série de análises sobre estes diferentes ambientes.

Para os casos onde ambas as litologias são consideradas isotrópicas, foram aplicadas as formulações conforme apresentadas por Mavko (2009), somadas às equações para a estimativa dos parâmetros de Thomsen, também para meios efetivos (Equações 2.12 a 2.25). Para situações onde ao menos uma das litologias é anisotrópica, foram utilizadas as formulações segundo organizadas por Kumar (2013), apresentadas nas equações 2.26 a 2.41.

Para cada combinação litológica, os resultados são apresentados em dois gráficos: o primeiro corresponde aos valores de velocidades estimados, e o segundo, correspondente às estimativas dos parâmetros anisotrópicos. Para ambos os gráficos o eixo das abscissas representa a proporção de determinada litologia na intercalação. Como exemplo, para o caso da intercalação evaporítica a proporção de halita é indicada no eixo horizontal, de modo que no ponto onde o valor é igual a 0,6, deve-se entender que a intercalação é composta por 60% de halita e 40% de sal de alta velocidade (HVS). De forma geral, as estimativas foram realizadas com incrementos de 20%.

Diagramas polares também são utilizados para a exposição dos resultados obtidos. Nestes são representados, para cada um dos três contextos, as velocidades originais das litologias, bem como as velocidades estimadas para um meio efetivo composto por 50% de cada rocha (por exemplo, 50% de arenito e 50% de folhelho). A variação das velocidades para os diferentes ângulos, como resultado da anisotropia de cada meio, pode ser observada nestas representações, permitindo assim uma análise inicial dos impactos dos efeitos anisotrópicos sobre a propagação de ondas.

## 3.2 Modelos de Parâmetros Elásticos

Para as modelagens de meios intercalados, bem como dos meios efetivos, foram geradas malhas de parâmetros elásticos ( $C_{11}$ ,  $C_{13}$ ,  $C_{33}$  e  $C_{44}$ ), além das densidades (Figura 23). Para o cálculo dos referidos coeficientes da matriz de rigidez foram dados como entradas os valores de  $V_p$  e  $V_s$  na direção vertical, além dos parâmetros de Thomsen ( $\epsilon$  e  $\delta$ ). As malhas são quadradas e possuem dimensão de 550 celas, sendo que parte destas foi utilizada para as bordas de atenuação. As celas foram parametrizadas de forma a terem dimensões de 2,5 metros, com  $\delta x$  igual a  $\delta z$ .

As formulações utilizadas para os cálculos dos parâmetros elásticos foram as seguintes:

$$C_{33} = V_p^2 \rho \quad (3.1)$$

$$C_{44} = V_s^2 \rho \quad (3.2)$$

$$C_{11} = C_{33}(1 + 2\epsilon) \quad (3.3)$$

$$C_{13} = -C_{44} + \sqrt{C_{44}^2 + C_{33}^2 + (1 + 2\delta) - C_{33}C_{44}(2 + 2\delta)} \quad (3.4)$$

Buscando avaliar o impacto de camadas com diferentes espessuras na geração de anisotropia extrínseca, foram parametrizados modelos com espessuras de 2,5 m, 5 m, 7,5 m, 10m, 15 m e 20 metros. Estas variações permitem a avaliação de diferentes relações  $\lambda(\text{comprimento de onda}) \backslash \text{espessura de camada}$ , indicando assim situações favoráveis à ocorrência de anisotropia em meios intercalados, bem como as propriedades resultantes.

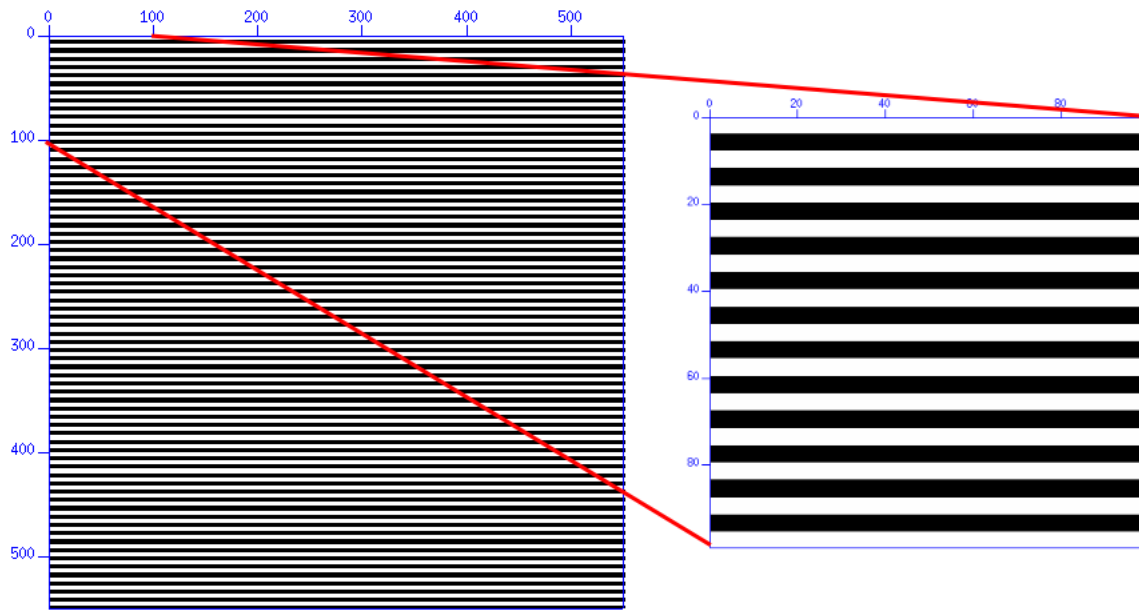


Figura 23 – Exemplo de modelo de camadas intercaladas.

### 3.3 Modelagem Sísmica

Nos tópicos a seguir são apresentados os principais elementos do algoritmo para modelagem elástica-anisotrópica implementada ao longo deste trabalho, incluindo pontos como o esquema utilizado, os critérios de dispersão e estabilidade, além da fonte sísmica.

#### 3.3.1 Modelagem Sísmica Elástica-Anisotrópica

O algoritmo implementado para as modelagens elásticas baseia-se na adaptação feita por Martins (2003) a partir das propostas apresentadas por Virieux (1986) e Levander (1988), onde o autor insere os parâmetros elásticos relacionados à anisotropia nas formulações anteriores. O resultado final é composto por derivadas espaciais de quarta ordem no espaço e de segunda ordem no tempo, seguindo a metodologia de malha intercalada.

Na sequência são apresentadas as discretizações individuais, segundo foram implementadas no algoritmo. Inicialmente, são apresentadas as formulações de velocidade de partícula nas direções  $x$  ( $v_x$ ) e  $z$  ( $v_z$ ), onde  $c_1$  é igual a  $1/24$  e  $c_2$  é igual a  $9/8$ :

$$\begin{aligned}
 v_x[i][j] = v_x[i][j] + ((1/\rho(dt/dx))(c_1(\tau_{xx}[i][j-1]) - c_2(\tau_{xx}[i][j]) + c_2(\tau_{xx}[i][j+1]) \\
 - c_1(\tau_{xx}[i][j+2]))) + ((1/\rho(dt/dz)) * (c_1(\tau_{xz}[i-1][j]) - c_2(\tau_{xz}[i][j]) + c_2(\tau_{xz}[i+1][j]) \\
 - c_1(\tau_{xz}[i+2][j])))
 \end{aligned}
 \tag{3.5}$$

$$\begin{aligned}
 v_z[i][j] = v_z[i][j] + ((1/\rho(dt/dx))(c_1(\tau_{xz}[i][j-2]) - c_2(\tau_{xz}[i][j-1]) + c_2(\tau_{xz}[i][j]) \\
 - c_1(\tau_{xz}[i][j+1]))) + ((1/\rho(dt/dz))(c_1(\tau_{zz}[i-2][j]) - c_2(\tau_{zz}[i-1][j]) + c_2(\tau_{zz}[i][j]) \\
 - c_1(\tau_{zz}[i+1][j])))
 \end{aligned}
 \tag{3.6}$$

As tensões são aplicadas a partir das seguintes formulações:

$$\begin{aligned} \tau_{xx}[i][j] = & ((c11[i][j](dt/dx))(c1(vx[i][j-2]) - c2(vx[i][j-1]) + c2(vx[i][j]) \\ & - c1(vx[i][j+1]))) + ((c13[i][j](dt/dz))(c1(vz[i-1][j]) - c2(vz[i][j]) \\ & + c2(vz[i+1][j]) - c1(vz[i+2][j]))) + \tau_{xx}[i][j] \end{aligned} \quad (3.7)$$

$$\begin{aligned} \tau_{zz}[i][j] = & ((c33[i][j](dt/dz))(c1(vz[i-1][j]) - c2(vz[i][j]) + c2(vz[i+1][j]) \\ & - c1(vz[i+2][j]))) + (c13[i][j](dt/dx))(c1(vx[i][j-2]) - c2(vx[i][j-1]) \\ & + c2(vx[i][j]) - c1(vx[i][j+1]))) + \tau_{zz}[i][j] \end{aligned} \quad (3.8)$$

$$\begin{aligned} \tau_{xz}[i][j] = & \tau_{xz}[i][j] + c44[i][j](dt/dz)(c1(vx[i-2][j]) - c2(vx[i-1][j]) + c2(vx[i][j]) \\ & - c1(vx[i+1][j])) + c44[i][j](dt/dx)(c1(vz[i][j-1]) - c2(vz[i][j]) \\ & + c2(vz[i][j+1]) - c1(vz[i][j+2])) \end{aligned} \quad (3.9)$$

A seguir é apresentado um fluxograma com os principais pontos do algoritmo de modelagem sísmica (Figura 24). O algoritmo é iniciado com a declaração das variáveis e correspondente alocação de memória, seguidas das leituras dos arquivos de entrada. Optou-se pela inserção de arquivos externos de borda de atenuação e da fonte, descritos nos tópicos seguintes. As malhas de densidade e de parâmetros elásticos (C11, C13, C33 e C44) correspondem às características do meio.

A função principal do algoritmo é iniciada com um *loop* temporal, cujo limite é dado pelo número de iterações parametrizadas preliminarmente. Para cada incremento no tempo é realizada a aplicação da fonte, seguida de um primeiro *loop* espacial, onde são estimadas as velocidades de partícula nas duas direções e, posteriormente, em segundo *loop* espacial, são estimados e atualizados os valores das tensões normais e cisalhante.

Como saídas, são obtidos os arquivos de campo de pressão e sismograma. Pode-se optar pela exportação de uma sequência de campos, correspondendo a diferentes instantes temporais, ou é possível exportar apenas o campo de pressão relativo a



uma iteração próxima ao final do experimento, a partir do qual podem ser analisadas as principais ondas geradas. Com relação ao sismograma, é possível configurar a posição dos hipotéticos receptores, simulando não apenas diferentes profundidades, mas eventualmente até mesmo diferentes direções, permitindo assim a simulação de uma aquisição do tipo VSP.

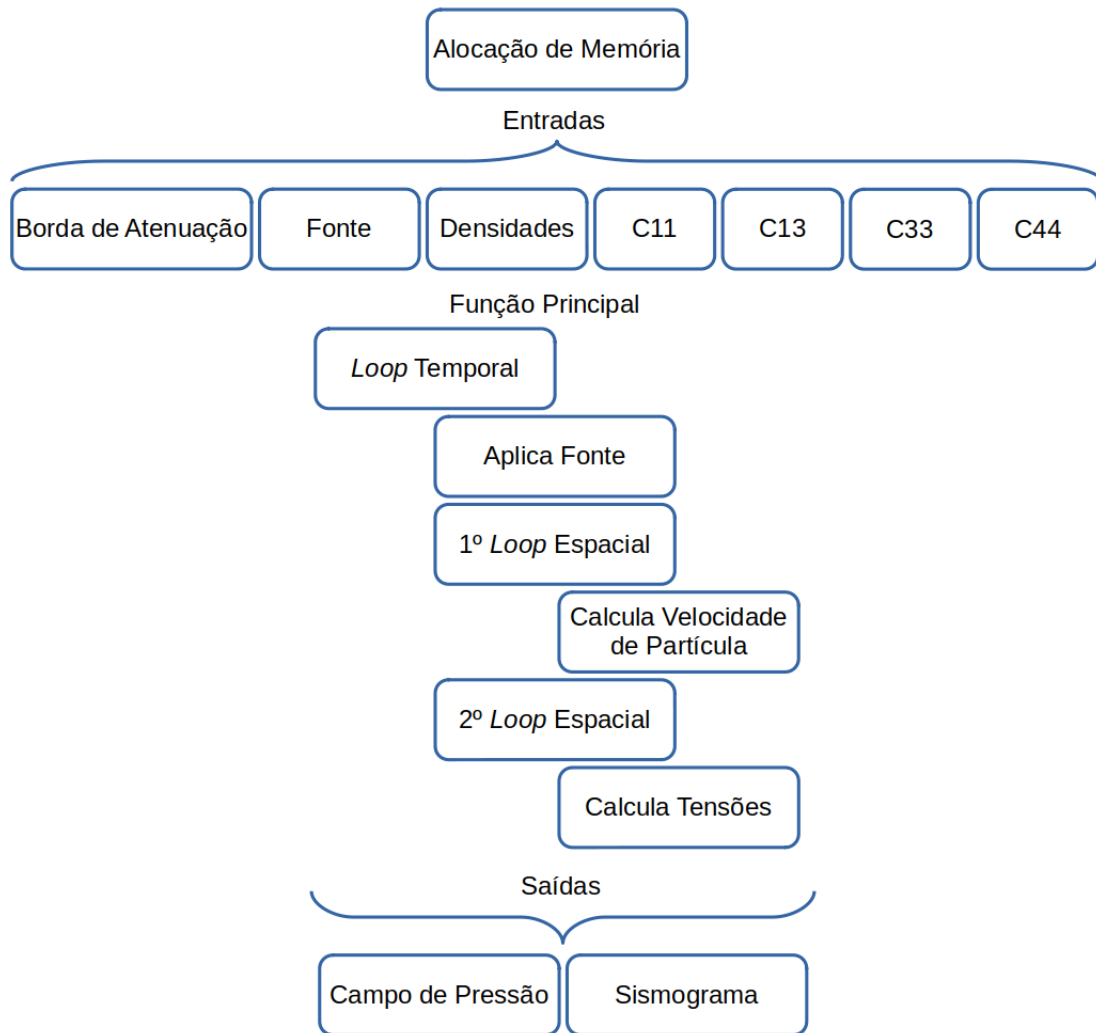


Figura 24 – Fluxograma do *script* de modelagem.

### 3.3.2 Parâmetros da Fonte Sísmica

Para a definição da fonte, foram considerados os seguintes parâmetros:

- Número de amostras: 800
- Intervalo de amostragem: 0,0001 s
- Frequência de Corte: 60 Hz

Uma consideração importante para a aplicação da fonte sísmica em uma modelagem bidimensional é o fato de que, enquanto no caso 3D, a forma da onda corresponde, para um meio isotrópico, a um espalhamento esférico, no caso 2D esta feição passa a ser cilíndrica. Tal mudança gera traços onde a *wavelet* é distorcida, podendo assim prejudicar algumas análises.

Buscando atenuar o referido problema, para as modelagens com objetivo específico de análise de sismogramas, foi implementada a solução conforme apresentada por Alves (2021), baseada na proposta contida em Pica et al. (1990). A solução consiste na aplicação de uma operação de meia-derivada na *wavelet* original, cujo resultado pode ser visto na figura 25. Na figura 26 são apresentados dois traços sísmicos, gerados a partir das ondaletas original e adaptada.

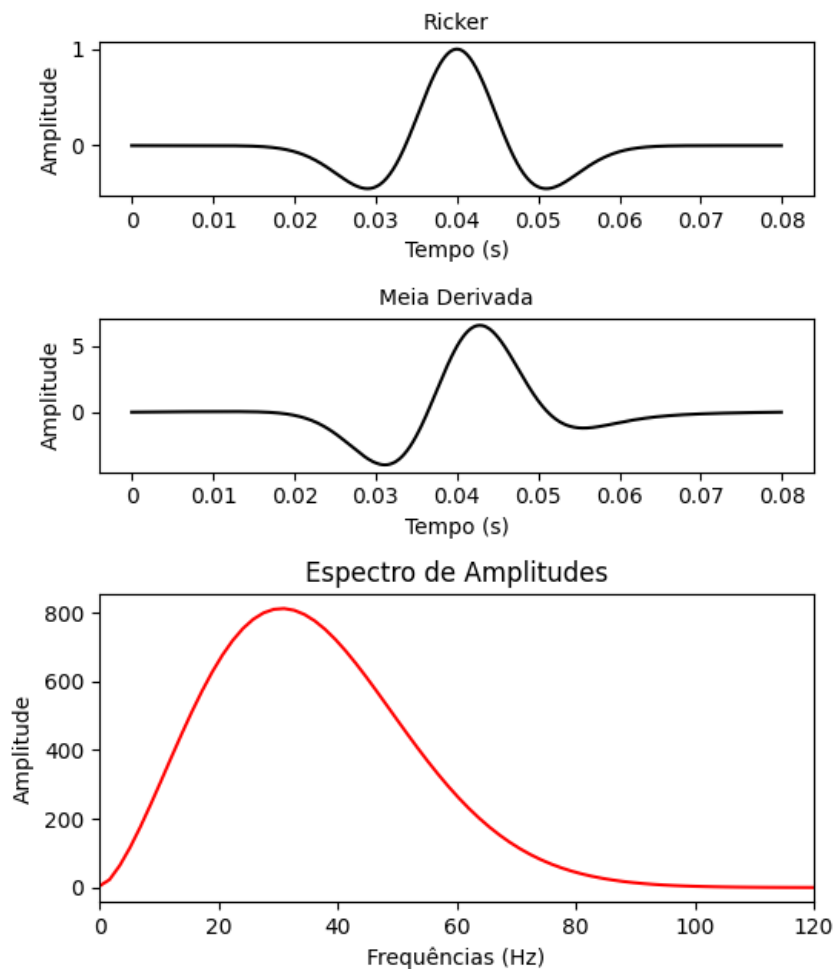


Figura 25 – Fonte sísmica antes e após ajuste de meia-derivada, incluindo espectro de amplitudes.

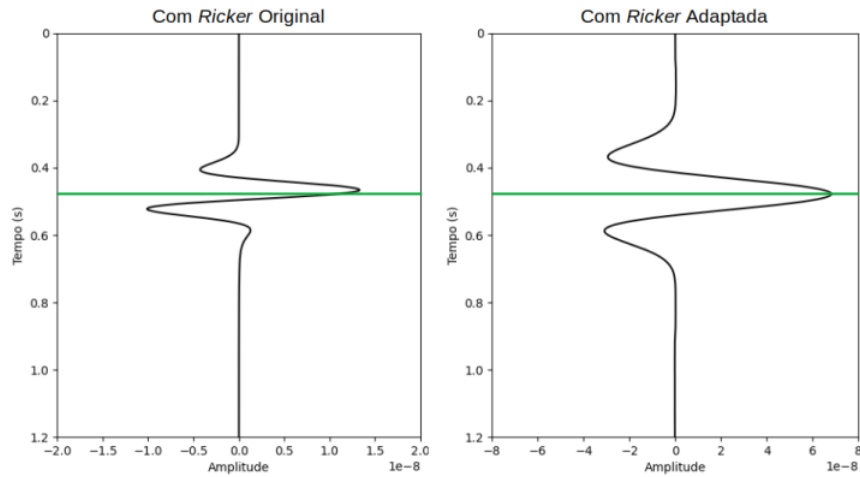


Figura 26 – Traços modelados utilizando fonte original e adaptada (a linha verde representa o ponto da reflexão).

### 3.3.3 Critérios de Dispersão e Estabilidade

As formulações utilizadas foram obtidas em Cunha (1997), Rosa-Filho (2002), Martins (2003) e Bulcão (2004), a partir das quais foram realizados experimentos a fim de determinar as melhores opções diante das modelagens pretendidas. Para a estimativa das dimensões das celas, a seguinte formulação foi considerada:

$$h \leq \frac{V_{min}}{\alpha \cdot f_{corte}} \quad (3.10)$$

onde:

$h$  - tamanho da cela (considerando o mesma dimensão para os eixos  $x$  e  $z$ );

$V_{min}$  - velocidade mínima a ser empregada nas modelagens;

$\alpha$  - parâmetro empírico relacionado ao número de amostras na malha e a representação do menor comprimento de onda;

$f_{corte}$  - frequência de corte da fonte sísmica.

O parâmetro empírico  $\alpha$  sugerido pelos referidos trabalhos tem valor igual a 5, enquanto a frequência de corte selecionada para a fonte foi igual a 60 Hz. O valor de  $\alpha$  foi parametrizado considerando os operadores de quarta ordem utilizados no algoritmo de modelagem. A velocidade mínima da onda compressional dentre as litologias selecionadas para as modelagens é de 2950 m/s, entretanto, para garantir maior abrangência, foi considerada a velocidade de 1500 m/s, correspondendo a uma eventual lâmina d'água.

Desta forma, o valor de  $h$  máximo obtido a partir da fórmula foi de 3,75 metros.

Entretanto, considerando o objetivo de modelar camadas intercaladas com diferentes espessuras, ao final, a dimensão selecionada para as celas foi de 2,5 metros, garantindo assim as condições adequadas para mitigar problemas de dispersão numérica.

Rosa-Filho (2002), Martins (2003) e Bulcão (2004) propõem a seguinte fórmula para a estimativa do valor mais adequado para o intervalo de amostragem:

$$\Delta t \leq \frac{h}{\beta \cdot V_{max}} \quad (3.11)$$

onde:

$\Delta t$  - intervalo de amostragem temporal;

$h$  - dimensões das celas;

$\beta$  - parâmetro relacionado ao número de intervalos de tempo admitidos para que a onda percorra a distância  $h$ ;

$V_{max}$  - velocidade máxima a ser empregada nas modelagens.

Cunha (1997) propõe outra formulação para a estimativa de  $\Delta t$ , válida para malha quadrada bidimensional onde  $\Delta x = \Delta z = h$ :

$$\frac{V_{max} \Delta t}{h} \leq \sqrt{\frac{3}{8}} \quad (3.12)$$

Considerando os valores de 2,5 metros para  $h$ , 5060 m/s para a velocidade máxima e 5 para  $\beta$ , temos a estimativa de  $\Delta t$  para a primeira fórmula como devendo ser inferior a 0,0001 segundos e para a segunda formulação como devendo ser inferior a 0,0008 segundos.

Uma série de experimentos foi realizada variando os valores de  $\Delta t$  entre 0,0001 e 0,0008 segundos, buscando avaliar a consistência das estimativas obtidas. Considerando uma importante característica deste trabalho, que é a modelagem de meios intercalados, optou-se pela utilização do valor de 0.001 segundos, buscando assim minimizar a possibilidade de ocorrência de artefatos indesejados, que poderiam ser confundidos com os resultados reais advindos da configuração geológica analisada.

### 3.3.4 Bordas de Atenuação

A metodologia empregada na atenuação dos efeitos das bordas consistiu na confecção de um *grid* de amortecimento, cujos valores foram obtidos a partir da formulação de Cerjan et al. (1985). A parametrização inclui bordas com 100 células para cada lado do modelo, além de um fator de amortecimento ( $fa$ ) igual a 0.001.

A malha de atenuação é constituída então por valores iguais a 1 na porção principal do modelo, onde não é aplicada nenhuma atenuação. Ao adentrar os limites estabelecidos nas bordas, é aplicada a formulação indicada e valores decrescentes são estabelecidos.

O *grid* de amortecimento é importado pelo *script* de modelagem, que a cada iteração, multiplica o valor de atenuação de cada ponto pelos valores de velocidade de partícula ( $V_x$  e  $V_z$ ) e tensões ( $\tau_{xx}$ ,  $\tau_{zz}$  e  $\tau_{xz}$ ). Desta forma, na área principal do modelo os valores são multiplicados por 1, enquanto nas bordas são multiplicados pelos valores decrescentes da malha.

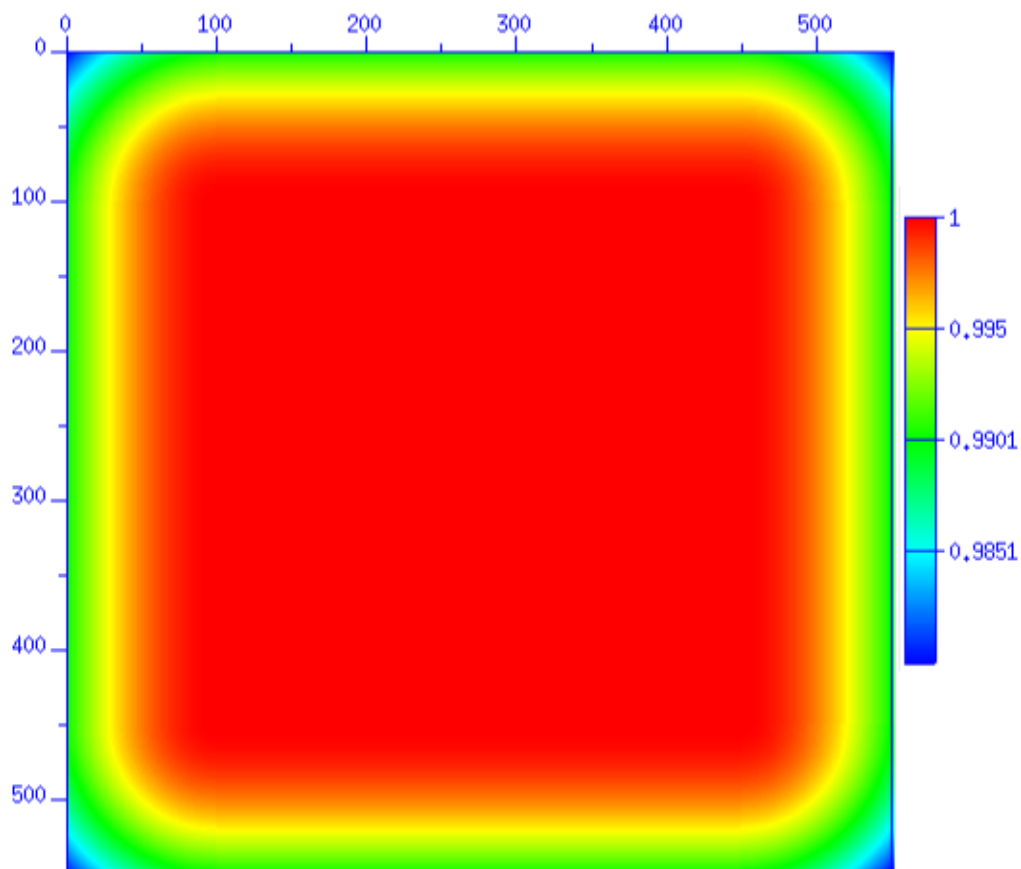


Figura 27 – Bordas de atenuação das amplitudes.

### 3.3.5 Validação

Para avaliar a eficiência e precisão, bem como possíveis limitações do algoritmo de modelagem implementado, foi elaborada uma metodologia para a validação do mesmo, consistindo em quatro experimentos, nos quais foram avaliados os tempos de trânsito da onda propagada, sendo que os modelos utilizados nessa etapa configuram-se como homogêneos e anisotrópicos (com exceção do primeiro caso, isotrópico).

Conforme pode ser visto na tabela 4, foram propostas quatro situações para as modelagens, onde foram fixados os valores da onda compressional ( $V_p$ ), da onda cisalhante ( $V_s$ ), bem como da densidade ( $\rho$ ) e do parâmetro anisotrópico  $\delta$ . Desta forma, optou-se pela variação do parâmetro  $\epsilon$ , buscando avaliar se sua influência na propagação da onda no eixo horizontal está ocorrendo de acordo com o esperado.

Tabela 4 – Parâmetros utilizados para modelagem de validação do algoritmo.

$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	$\rho(g/cm^3)$	$\epsilon$	$\delta$
3000	1500	2,0	0	0
3000	1500	2,0	0,05	0
3000	1500	2,0	0,1	0
3000	1500	2,0	0,15	0

Considerando a formulação apresentada por Thomsen (1986) para o cálculo de velocidades em um meio anisotrópico (Equação 3.13) e os parâmetros propostos, foram estimados os tempos de trânsito até receptores que estariam posicionados a uma distância de 200 metros da fonte, em ângulos de  $0^\circ$  e  $90^\circ$  em relação ao ponto de deflagração da energia. Estes dois ângulos permitem avaliar se o parâmetro  $\epsilon$  está atuando adequadamente sobre a propagação no eixo horizontal e se não está influenciando a propagação no eixo vertical, o que para o caso VTI, seria uma situação indesejada.

$$V_p(\theta) = \alpha_0(1 + \delta \text{sen}^2\theta \text{cos}^2\theta + \epsilon \text{sen}^4\theta) \quad (3.13)$$

onde:

$\theta$ : ângulo de propagação,

$\alpha_0$ : velocidade ao longo do eixo de simetria,

$\delta$ : parâmetro anisotrópico,

$\epsilon$ : parâmetro anisotrópico.

Conforme pode ser visto na tabela 5, os valores de velocidade na direção vertical (ângulo de  $0^\circ$ ) são iguais a 3000 m/s para todas as situações, sendo este o comportamento esperado, uma vez que o parâmetro  $\epsilon$  não deve influenciar os *offsets* mais curtos. Já para a direção horizontal (ângulo de  $90^\circ$ ) a influência do referido parâmetro ocorre em sua plenitude, gerando valores de velocidade proporcionalmente maiores àqueles observados na direção vertical.

Tendo então à disposição as velocidades de propagação nas direções vertical e horizontal e considerando as distâncias de 200 metros para receptores virtualmente posicionados em ângulos de  $0^\circ$  e  $90^\circ$  em relação à fonte, obtêm-se os valores apresentados nas colunas 4 e 5 da tabela 5.

A coluna Tempo Horizontal representa os tempos de trânsito na direção horizontal, sendo possível observar o decréscimo dos valores com o aumento de  $\epsilon$ , acompanhando assim o aumento da velocidade correspondente. Já a coluna Tempo Vertical, que representa os tempos de trânsito para a direção vertical, apresenta o mesmo valor para todos os casos, estando assim de acordo com a continuidade dos valores de velocidade observados em todas as situações.

Tabela 5 – Valores esperados de tempo de trânsito para a distância de 200 metros.

$\epsilon$	$V_0(m/s)$	$V_{90}(m/s)$	Tempo Hor.(s)	Tempo Vert.(s)
0	3000	3000	0,067	0,067
0,05	3000	3150	0,064	0,067
0,1	3000	3300	0,061	0,067
0,15	3000	3450	0,058	0,067

Dispondo então dos valores teóricos estimados para os tempos de trânsito nas situações propostas, é necessário realizar a modelagem sísmica para as referidas configurações, obtendo assim informações passíveis de comparação. Conforme pode ser visto na figura 28, foram simuladas duas sequências de receptores, posicionadas vertical e horizontalmente. Cada uma destas gerou um sismograma próprio, a partir do qual foi computado o tempo de chegada da primeira energia sísmica.

A linha azul (Figura 28) simula uma aquisição do tipo VSP (*Vertical Seismic Profile*), sendo adequada para a avaliação da propagação no eixo horizontal. Já a linha verde representa os receptores posicionados horizontalmente, cujos sismogramas foram utilizados para análise da propagação das ondas no eixo vertical.

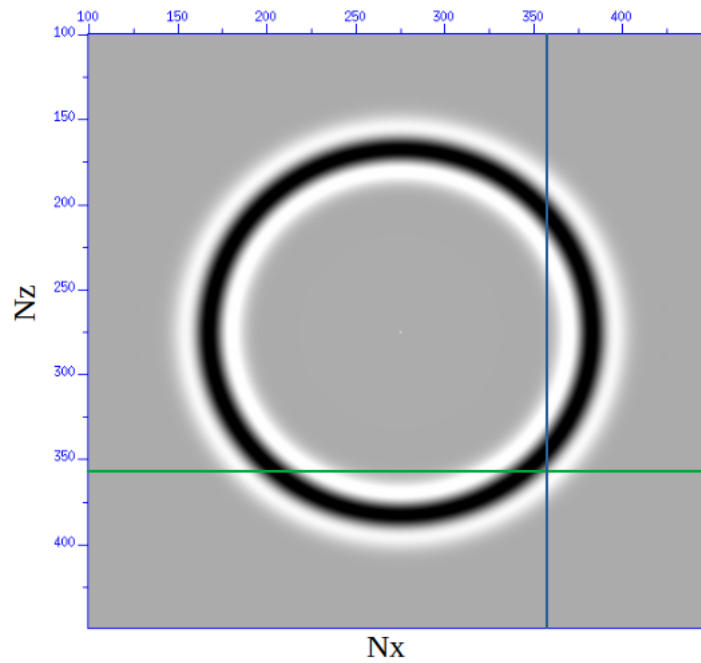


Figura 28 – Esquema de geração dos sismogramas para validação.

Na figura 29 é possível observar os dois sismogramas obtidos na primeira modelagem da etapa de validação, sendo que os Receptores Horizontais correspondem à linha verde do esquema apresentado (Figura 28), enquanto os Receptores verticais correspondem à linha azul. Para o primeiro caso, onde  $\epsilon$  é igual a 0, os dois sismogramas apresentam-se iguais, confirmando assim o caráter isotrópico do meio.

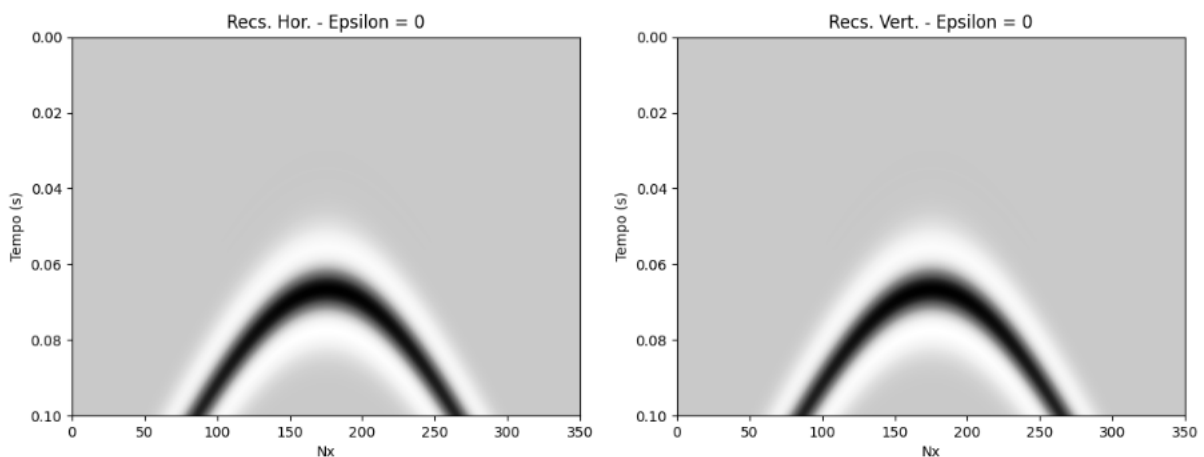


Figura 29 – Sismogramas para  $\epsilon = 0$  ( $dx=2,5m$ ).

A figura 30 apresenta os sismogramas obtidos para o caso onde  $\epsilon$  é igual a 0,05, simulando um contexto de anisotropia fraca. Os *offsets* curtos dos Receptores Horizontais apresentam tempos iguais aos observados no caso anteriores, indicando



assim que o parâmetro anisotrópico não está afetando a propagação no eixo horizontal, de acordo com o desejado. Entretanto, os *offsets* mais longos do mesmo sismograma apresentam uma leve alteração, mostrando assim o início da influência da anisotropia.

O sismograma correspondente aos Receptores Verticais apresenta então de forma mais adequada a variação da velocidade em função do ângulo de propagação, especialmente na direção horizontal. Comparado ao sismograma do caso anterior, pode-se observar um decréscimo no tempo de chegada da energia, coerente com o aumento da velocidade correspondente.

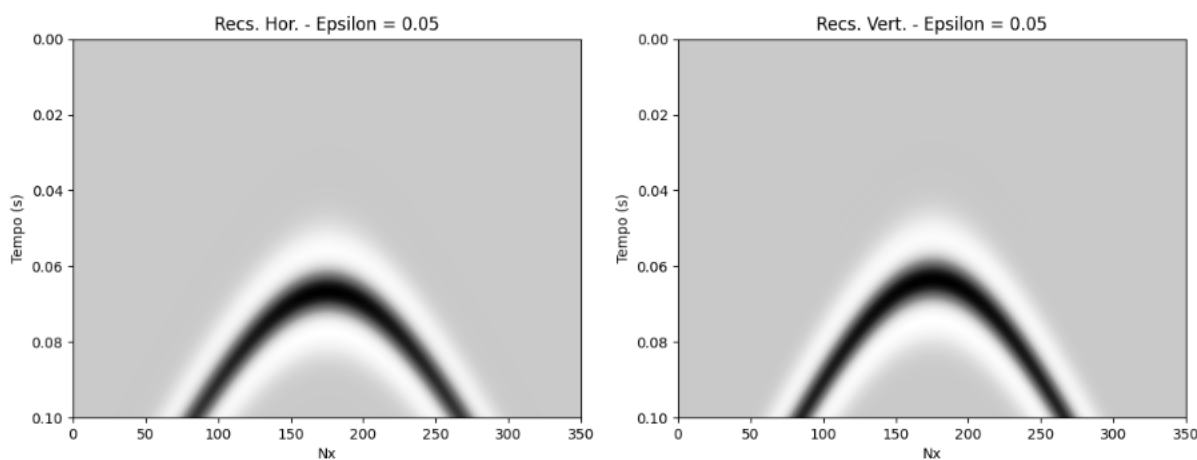


Figura 30 – Sismogramas para  $\epsilon = 0,05$  ( $dx=2,5m$ ).

Os sismogramas apresentados na figura 31 corroboram as observações apresentadas acima, mais uma vez indicando que para os Receptores Horizontais, os tempos relativos aos *offsets* curtos permanecem inalterados, confirmando que o algoritmo não está aplicando o valor de  $\epsilon$  nestes. Já os Receptores verticais apresentam um decréscimo mais acentuado nos tempos de trânsito, de acordo com o aumento da velocidade para os maiores ângulos.

Os dois últimos sismogramas gerados, apresentados na figura 32 e correspondentes ao valor de 0,15 para  $\epsilon$ , ratificam a análise qualitativa disposta, indicando a estabilidade dos afastamentos curtos e progressiva diminuição do tempo de trânsito, correspondente aos aumentos da velocidade em função do ângulo de propagação. O valor de  $\epsilon$  usado neste experimento pode ser considerado médio a alto, aproximando-se do limite sugerido por Thomsen (1986) para a validade das formulações, estabelecido próximo ao valor de 0,2.

Por fim, foi realizada também uma análise quantitativa dos dados obtidos,

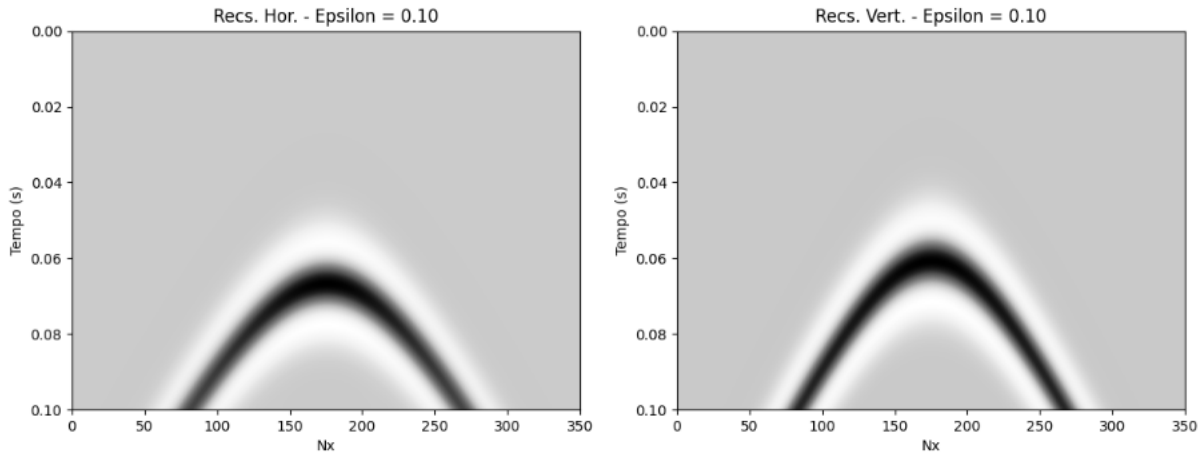


Figura 31 – Sismogramas para  $\epsilon = 0,1$  ( $dx=2,5m$ ).

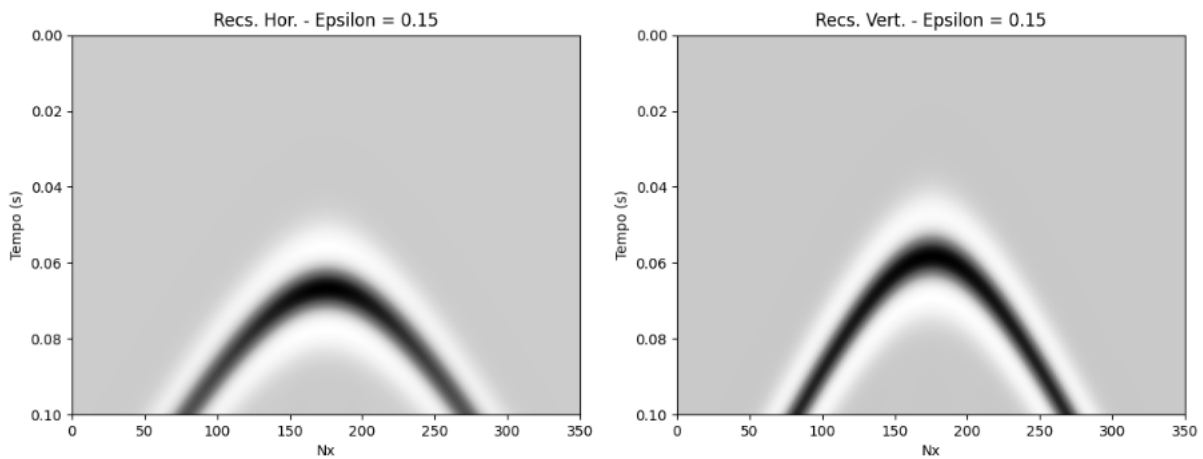


Figura 32 – Sismogramas para  $\epsilon = 0,15$  ( $dx=2,5m$ ).

selecionando-se os traços centrais dos sismogramas apresentados e registrando o tempo em que cada um deles recebeu a chegada das ondas emitidas. Estes tempos foram comparados àqueles computados no início da seção, permitindo assim a verificação da congruência entre eles.

Os resultados analíticos podem ser observados na tabela 6, onde a coluna Tempo Vertical apresenta os tempos registrados na direção vertical e a coluna Tempo Horizontal os tempos observados na direção horizontal. Para a propagação vertical é possível observar a constância do valor de 0,067 segundos, mostrando que não houve variação nas modelagens com diferentes valores de  $\epsilon$ .

Já na coluna Tempo Horizontal, podemos observar a variação nos valores de tempo, seguindo as correspondentes alterações nos valores das velocidades. As

colunas Diferença Vertical e Diferença Horizontal representam a diferença percentual entre os valores observados (tabela 6) e os valores estimados analiticamente (tabela 5). Conforme pode ser observado na coluna de Diferenças Horizontais, dentro do intervalo de valores considerado, apenas a modelagem com  $\epsilon$  igual a 0,15 apresenta divergência entre os valores calculado e estimado, sendo esta de 2%.

Esta discrepância, observada para o maior valor de anisotropia proposto para os modelos, pode estar relacionada a uma limitação do algoritmo para casos onde a anisotropia passa a ser considerada média a forte. Adicionalmente, a própria definição de  $\epsilon$  e sua utilização para modelagens pode ser colocada como um ponto de atenção, já que o trabalho de Thomsen (1986), onde o parâmetro é apresentado, trabalha com foco em situações onde a anisotropia é considerada fraca a média.

Tabela 6 – Parâmetros utilizados para modelagem de validação do algoritmo.

$\epsilon$	Tempo Vert.(s)	Dif. Vert.(%)	Tempo Hor.(s)	Dif. Hor.(%)
0	0,067	0	0,067	0
0,05	0,067	0	0,064	0
0,1	0,067	0	0,061	0
0,15	0,067	0	0,059	2

Desta forma, os resultados obtidos são suficientes para indicar que o algoritmo implementado é adequado às modelagens propostas para este trabalho, salientando-se que as comparações apresentadas nos próximos capítulos são realizadas sempre entre dados obtidos a partir do mesmo algoritmo, de modo que eventuais limitações operam de forma relativamente igualitária entre todos os cenários.

### 3.3.6 Campos de Pressão e Sismogramas

Para as análises dos campos de pressão em meios intercalados, foram utilizados modelos como o apresentado na figura 33, composto em sua totalidade pela intercalação de camadas com diferentes propriedades. Para estes casos, a fonte é posicionada no centro do modelo, permitindo assim a visualização do comportamento das frentes de onda, tanto compressional quanto cisalhante, em diferentes direções.

Com relação aos sismogramas gerados para as análises, foi utilizado o esquema apresentado na figura 33. Nesta configuração a fonte é posicionada na porção superior do modelo e os receptores posicionados em uma posição inferior, sendo colocado

entre eles o meio intercalado a ser estudado. O posicionamento de fonte e receptores em meios homogêneos busca evitar instabilidades na modelagem, bem como inconsistências no registro das amplitudes, buscando avaliar a resposta mais próxima daquela esperada em um levantamento sísmico real.

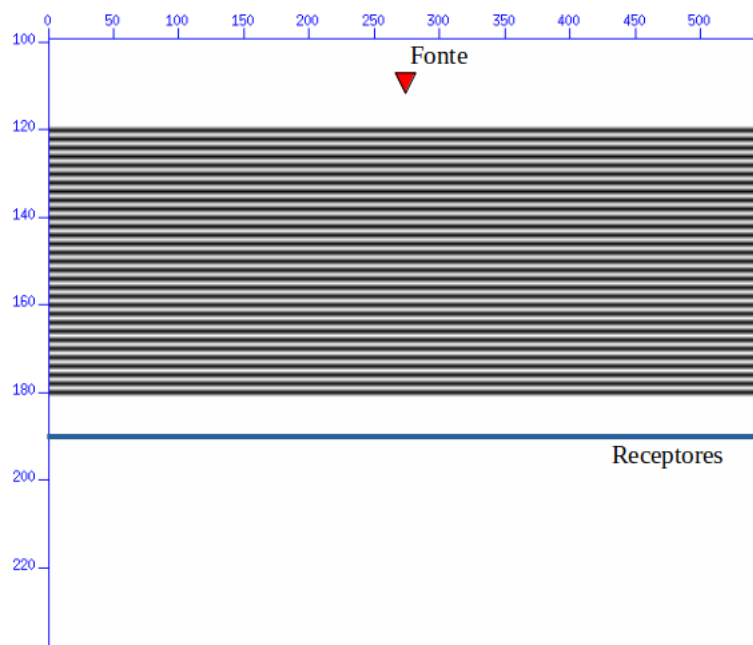


Figura 33 – Esquema para modelagem e geração de sismogramas (eixos correspondentes às celas).

Uma estratégia utilizada na análise dos sismogramas foi baseada na seleção de traços, conforme pode ser visto na figura 34. A partir do receptor posicionado diretamente abaixo da fonte, foram selecionados os traços com afastamentos de 0, 82,5 e 207,5 metros.

O exame dos traços selecionados tem como objetivo avaliar se as diferentes trajetórias, em um meio intercalado e anisotrópico, influenciam os aspectos cinemáticos e de amplitude do sinal sísmico. As análises cinemáticas foram realizadas a partir da verificação de tempos de trânsito para as diferentes modelagens, enquanto a investigação das amplitudes teve como foco a comparação na energia do sinal sísmico para as diferentes espessuras simuladas. Gráficos de espectro de amplitude e fase também foram gerados, buscando contribuir para o melhor entendimento dos dados sísmicos.

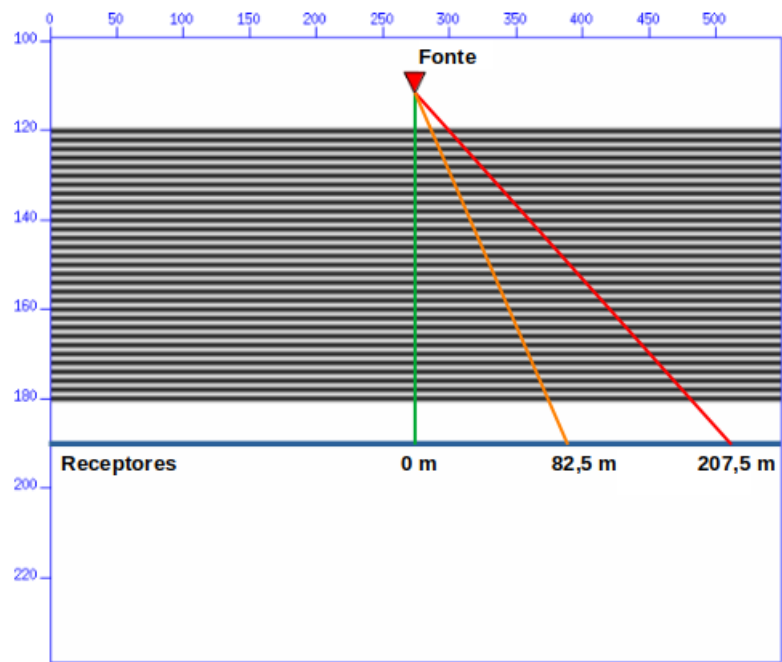


Figura 34 – Esquema para seleção de traços a partir dos sismogramas.

## 4 Resultados e Discussões

Os resultados obtidos são apresentados em subtópicos, divididos inicialmente entre as estimativas dos parâmetros dos meios efetivos e as modelagens sísmicas, que incluem a simulação de contextos de litologias intercaladas, bem como de seus meios efetivos equivalentes.

Após a apresentação destes resultados de forma isolada, é feita a comparação entre eles, buscando analisar similaridades e diferenças cinemáticas e dinâmicas (amplitudes) entre os modelos teoricamente equivalentes. Por fim, é abordada a questão das anisotropias extrínseca e intrínseca, procurando indicar a influência de cada uma destas no efeito anisotrópico geral.

### 4.1 Estimativa de Meios Efetivos

Os primeiros resultados apresentados são as estimativas de velocidade P e S, bem como de parâmetros anisotrópicos para meios efetivos com diferentes proporções entre as duas camadas que compõem cada uma das intercalações avaliadas. A rigor, por tratarmos predominantemente de meios anisotrópicos, as ondas avaliadas devem ser compreendidas como  $qP$  e  $qS$ . Foram formuladas três situações distintas: a primeira corresponde à intercalação entre dolomita e argilito, a segunda considerando a intercalação entre folhelho e arenito e, por fim, simula-se uma intercalação entre halita e HVS (sal de alta velocidade). Para o caso dolomita/folhelho, a segunda litologia é considerada isotrópica.

#### 4.1.1 Parâmetros Estimados

O primeiro gráfico de parâmetros efetivos estimados pode ser visto na figura 35, onde são apresentados os valores de velocidade compressional e cisalhante correspondentes às intercalações entre dolomitas e argilito. As legendas, comuns às demais figuras que se seguem, correspondem à velocidade da onda  $qP$  na direção

vertical ( $V_{pE}$ ), velocidade da onda qP na direção horizontal ( $V_{phE}$ ), velocidade da onda S na direção vertical ( $V_{sE}$ ) e velocidade da onda S na direção horizontal ( $V_{shE}$ ).

Podemos inicialmente observar na figura 35 os valores dos parâmetros quando dispõe-se apenas de argilito, correspondendo às menores velocidades. Conforme a hipotética intercalação é acrescida de dolomita, os valores das velocidades passam a aumentar, influenciados pelas características da referida litologia. Pode-se notar que tanto para a onda P, quanto para a onda S, os valores na direção horizontal são sempre maiores do que na direção vertical, condizentes assim com o eixo de simetria vertical da anisotropia.

Concentrando a análise no comportamento da velocidade para as ondas compressoriais, podemos observar que as estimativas ensejam diferentes padrões para as direções vertical e horizontal. No caso da propagação vertical, temos um aumento relativamente suave da velocidade quando consideramos proporções de dolomita inferiores a 20%. Conforme a proporção de dolomita aumenta, especialmente a partir de 60%, é possível observar uma taxa de aumento maior na velocidade.

Em contrapartida, no caso da onda qP na direção horizontal, o incremento de dolomita proporciona um crescimento quase linear da velocidade, com apenas uma leve curvatura. A diferença nos comportamentos das velocidades estimadas analiticamente apontam assim para uma faixa onde as velocidades vertical e horizontal encontram-se relativamente mais distantes, próximo à proporção de 50% de cada litologia, sugerindo assim que intercalações nesses contextos teriam a propagação de ondas fortemente influenciada por esse contraste.

Na continuidade da análise dos parâmetros efetivos para uma intercalação entre dolomita e argilito, temos na figura 36 a representação dos valores de anisotropia em função da proporção de cada litologia, ressaltando que ambas são consideradas, isoladamente, isotrópicas. O comportamento do parâmetro  $\delta$  chama inicialmente a atenção, principalmente por seu caráter assimétrico. Conforme pode ser observado, ele apresenta os maiores valores em módulo entre 60% e 70% de dolomita, com uma rampa suave à esquerda e mais íngreme à direita.

Ao contrário do comportamento observado no parâmetro  $\delta$ , temos que os parâmetros  $\gamma$  e  $\epsilon$  apresentam caráter simétrico em seus gráficos, com os maiores valores posicionados no ponto relativo à proporção de 50% de cada litologia. Desta

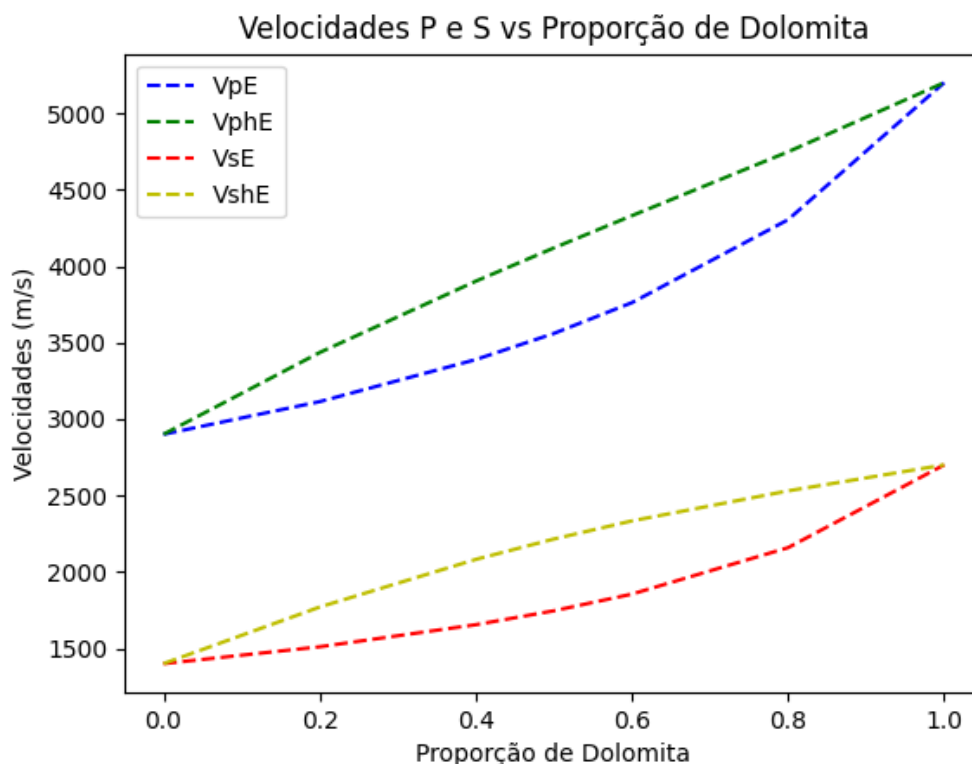


Figura 35 – Velocidades efetivas estimadas para intercalação entre dolomita e argilitos.

forma, a anisotropia relacionada a  $\epsilon$  tem valor máximo próximo a 0,17, configurando-se assim no limite entre a anisotropia média e forte. A anisotropia da onda qS ( $\gamma$ ) atinge, no mesmo ponto, valor próximo a 0,27.

De acordo com as indicações apresentadas a partir do gráfico de velocidades e corroboradas pelas estimativas dos parâmetros efetivos de Thomsen, temos que a anisotropia gerada pela intercalação entre dolomita e argilito e relacionada aos maiores ângulos de propagação de uma onda sísmica, atinge valores máximos quando a proporção de cada litologia é de 50%. O valor obtido, de 0,17 para  $\epsilon$ , é relevante para a etapa de construção de um modelo de velocidades, sugerindo assim que intercalações desta natureza podem representar um ponto de atenção.

A feição assimétrica do gráfico correspondente a  $\delta$  indica que contextos predominantemente carbonáticos, mas que apresentem camadas argilosas com velocidades substancialmente inferiores, podem apresentar um valor de  $\delta$  não desprezível, capaz de influenciar na propagação das ondas em ângulos próximos à vertical (para casos onde o eixo de simetria é vertical).



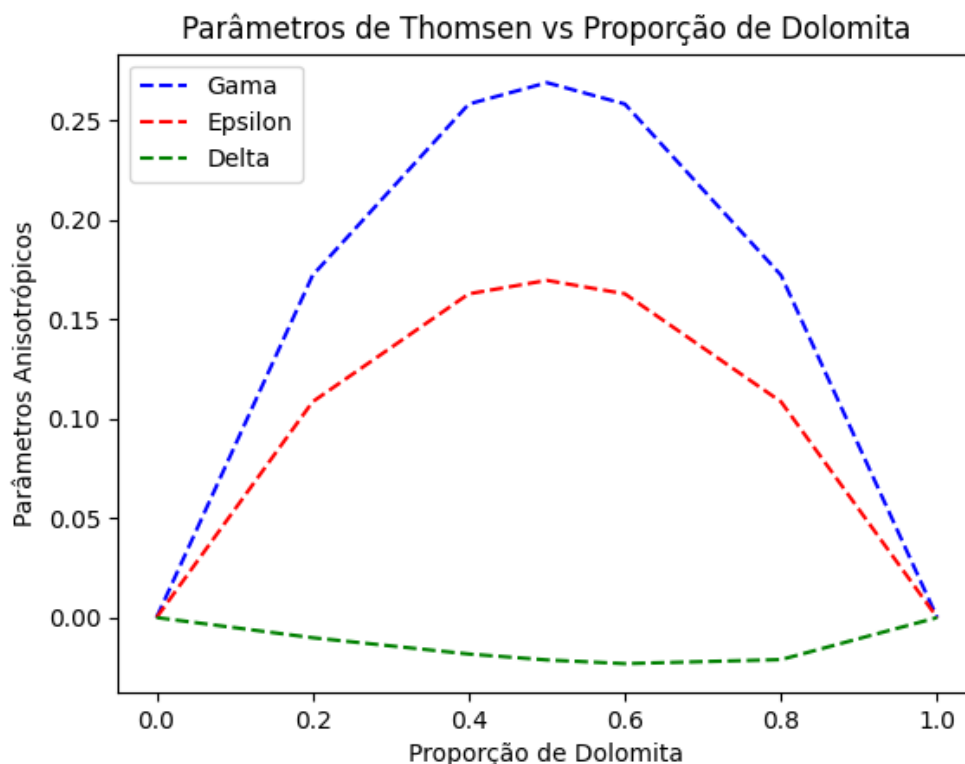


Figura 36 – Parâmetros efetivos estimados para intercalação entre dolomita e argilito.

A figura 37 apresenta o gráfico para as velocidades estimadas para meios efetivos formados pela intercalação de folhelho e arenito, onde o eixo horizontal destaca as diferentes porcentagens de folhelho consideradas nos cálculos. Ao contrário das estimativas mostradas acima, para este caso o folhelho é considerado anisotrópico, sendo possível observar que as curvas apresentam padrões distintos daqueles observados para a intercalação entre dolomita e folhelho.

Com relação às velocidades das ondas qP e qS na direção vertical ( $V_{pE}$  e  $V_{sE}$ ), pode-se indicar o caráter linear das linhas correspondentes, com pequeno contraste entre os valores nas extremidades esquerda e direita do gráfico. Tal comportamento é função da diferença relativamente pequena entre as velocidades das duas litologias consideradas, especialmente para as ondas cisalhantes.

Grande contraste é observado para as velocidades horizontais, conforme pode ser visto nas linhas verde e amarela. Destacando a curva correspondente à onda compressional, tem-se um valor máximo estimado próximo a 3750 m/s, enquanto a velocidade vertical é igual a 3060 m/s, no ponto onde considera-se a presença apenas de folhelho. Esta diferença explicita a anisotropia característica desta litologia, indicando

como deve se dar o comportamento durante a passagem de uma onda sísmica.

Este experimento serve como importante indicação de como a presença de uma litologia fortemente anisotrópica pode influenciar os parâmetros de um meio efetivo intercalado, onde as litologias consideradas tenham, em termos de velocidade vertical, pequenas diferenças. Desta forma, no ponto central, onde simula-se uma intercalação com proporções iguais de arenito e folhelho, temos a velocidade vertical da onda P igual a 3011 m/s e a velocidade horizontal próxima a 3450 m/s.

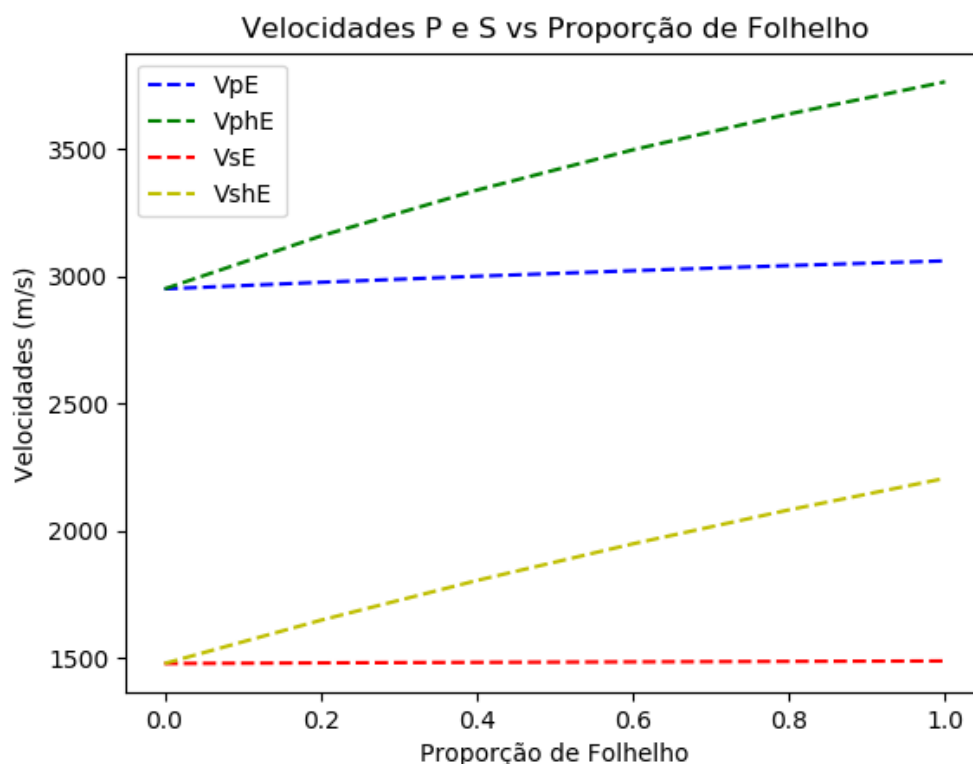


Figura 37 – Velocidades efetivas estimadas para intercalação entre folhelho e arenito.

Na figura 38 é possível observar os parâmetros anisotrópicos efetivos estimados para a intercalação entre folhelho e arenito, sendo que a feição geral das curvas distancia-se do caso dolomita-argilito em função da anisotropia intrínseca do folhelho que foi considerada para este experimento. As três curvas apresentadas mostram uma leve curvatura, sugerindo que a anisotropia formada pela combinação das duas litologias não segue um padrão estritamente linear.

Tomando para exemplo o ponto onde considera-se a presença de 20% de folhelho na intercalação, tem-se o parâmetro  $\epsilon$  com valor próximo a 0,065, correspondendo assim a uma anisotropia de grau relativamente fraco. Para as velocidades da onda

qP, os valores aproximados são de 2980 m/s para a propagação vertical e de 3155 m/s na direção horizontal. Tais resultados podem sugerir que mesmo contribuições relativamente pequenas de folhelho em um meio intercalado podem gerar efeitos sensíveis à velocidade, de modo que ignorá-los pode ensejar em imprecisões na construção de um modelo de velocidades.

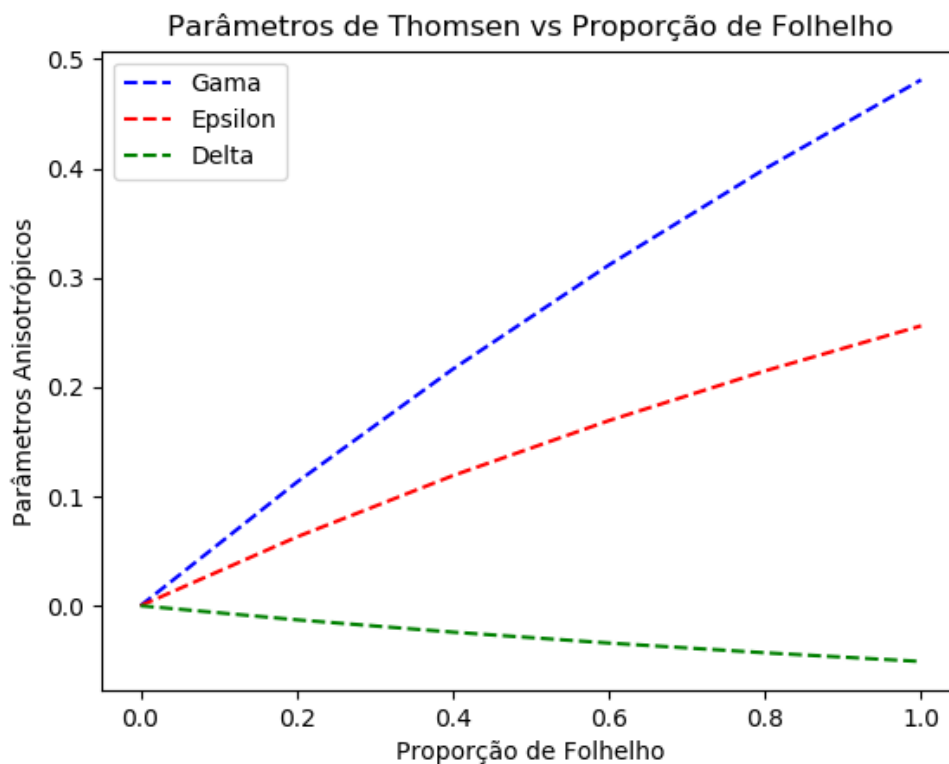


Figura 38 – Parâmetros efetivos estimados para intercalação entre folhelho e arenito.

Finalizando o presente tópico, são apresentados os valores de velocidade e de parâmetros anisotrópicos estimados para uma intercalação evaporítica contendo halita e sais de alta velocidade (HVS), que tendem a ser compostos majoritariamente por anidrita. A ocorrência conjunta destes dois minerais é bastante comum na sequência evaporítica Aptiana das bacias sedimentares marinhas brasileiras.

As duas litologias são consideradas, em termos individuais, como isotrópicas, de modo que a anisotropia observada é gerada exclusivamente pela intercalação das camadas. O contraste de velocidades compressoriais entre os dois litotipos é relativamente alto, sendo de aproximadamente 550 m/s. Esta diferença pode ser ainda maior em função de características da anidrita, que pode apresentar velocidades de até 5500 m/s.

A figura 39 apresenta as curvas de velocidades estimadas para as diferentes proporções de cada litologia, tendo à esquerda a composição exclusiva de HVS e à direita, composição única de halita. O comportamento geral das curvas assemelha-se ao observado no caso dolomita-argilito, estando espelhado em função do posicionamento contrário das litologias com maiores valores de velocidade.

Todas as curvas apresentam caráter levemente ondulado, sugerindo, à semelhança dos experimentos anteriores, que o método analítico estima que as variações não ocorrem de forma linear. Salienta-se, entretanto, que as linhas correspondentes à propagação vertical apresentam concavidade para cima, enquanto as linhas que representam a propagação na direção horizontal apresentam concavidade para baixo. Tal distinção indica que as velocidades vertical e horizontal crescem (ou decrescem) a taxas diferentes.

Selecionando-se o ponto onde são consideradas iguais proporções de halita e HVS tem-se os valores aproximados de 4682 m/s para a velocidade da onda qP na direção vertical e de cerca de 4819 m/s para a direção horizontal. Tais resultados, aliados àqueles apresentados para as demais intercalações avaliadas, confirmam a ocorrência de anisotropia como resultado da sucessão de delgadas camadas com diferentes propriedades, sugerindo assim que a não consideração destas intercalações em modelos geológicos e de velocidade, podem ensejar em uma simplificação problemática do meio.

Encerrando os gráficos representativos de parâmetros efetivos estimados, temos na figura 40 a representação dos parâmetros de Thomsen em função da proporção da halita, onde as curvas apresentam um comportamento similar àquele observado no caso dolomita-argilito. Conforme pode ser observado no eixo vertical, a magnitude dos valores encontrados é inferior aos observados nos exemplos anteriores, indicando que a anisotropia gerada pela intercalação entre halita e HVS, considerando as propriedades selecionadas, é relativamente fraca.

O parâmetro  $\delta$ , representado pela linha tracejada verde apresenta valor próximo a zero para todo o intervalo do gráfico, sugerindo que no referido contexto, a anisotropia para os afastamentos mais curtos não é significativa. Quanto ao parâmetro  $\epsilon$ , um dos mais importantes elementos anisotrópicos considerados na construção de modelos de velocidade, temos que seu valor máximo é de aproximadamente 0,03, localizado no

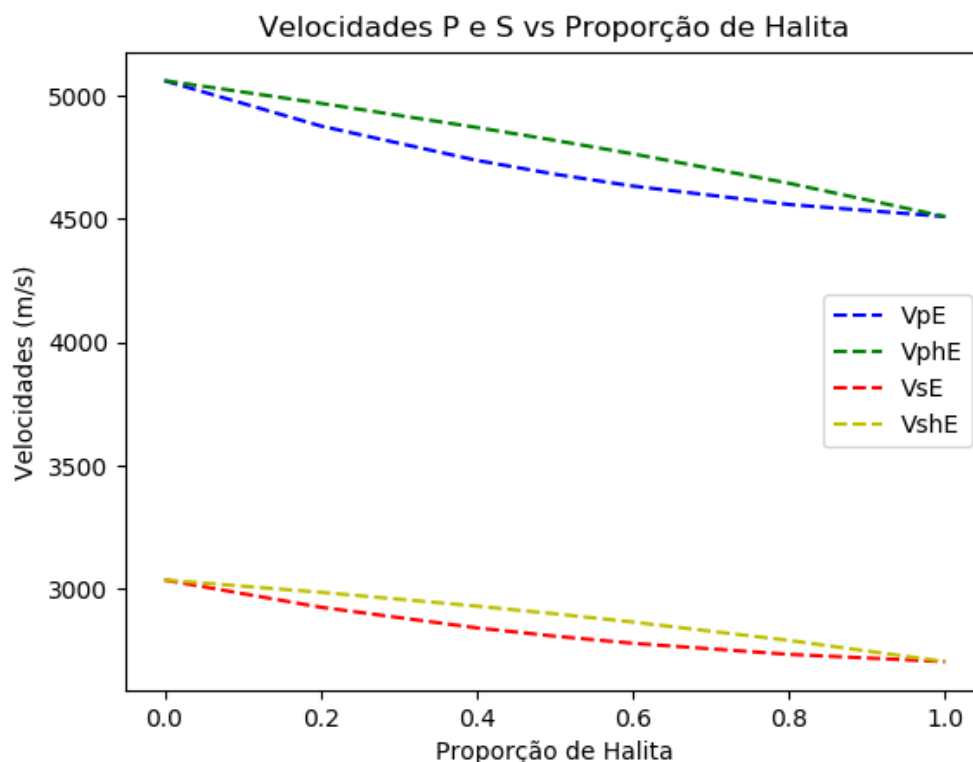


Figura 39 – Velocidades efetivas estimadas para intercalação entre halita e HVS.

ponto onde consideram-se as proporções de 50% para cada litologia.

Considerando que o valor máximo estimado para  $\epsilon$  possa ser classificado uma anisotropia fraca, pode-se sugerir que para camadas de halita com raras lâminas de sal de alta velocidade, não há ocorrência de anisotropia significativa, de forma que o uso exclusivo da velocidade da litologia principal é suficiente para a representação. Entretanto, conforme indicado anteriormente, em contextos propícios, os sais de alta velocidade podem atingir velocidades da onda P de até 5500 m/s, podendo assim gerar um efeito anisotrópico mais destacado do que aquele encontrado neste experimento.

As intercalações avaliadas para diferentes contextos geológicos mostraram-se capazes de gerar e influenciar os aspectos anisotrópicos dos referidos meios, indicando que em determinados cenários, a desconsideração acerca da alternância de camadas de diferentes propriedades pode resultar em uma representação e compreensão equivocadas. Para os casos onde as duas litologias consideradas eram isotrópicas, observa-se que o contraste entre os parâmetros destas é fator determinante no resultado final da anisotropia, sendo esta maior quanto maiores forem as diferenças entre as velocidades das camadas.

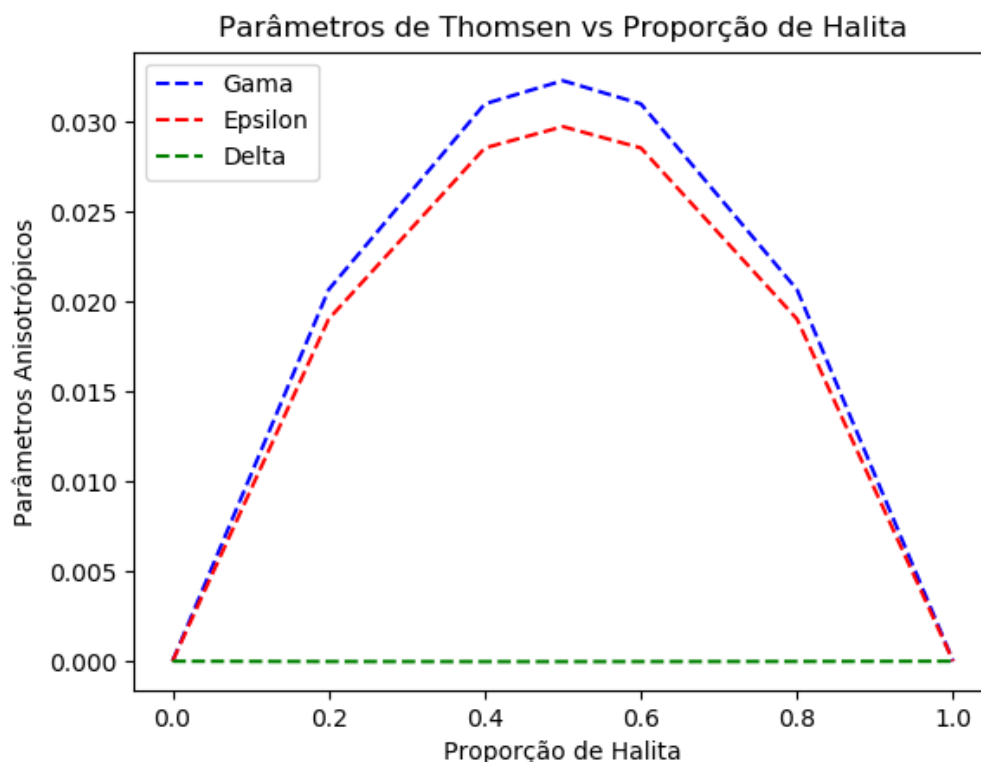


Figura 40 – Velocidades efetivas estimadas para intercalação entre halita e HVS.

Para o caso onde é considerada a anisotropia intrínseca do folhelho, pode-se observar que os parâmetros  $\delta$  e  $\epsilon$  desta litologia influenciam fortemente as características do meio efetivo e que depósitos laminados, compostos por arenitos e folhelhos, podem ser inadequadamente representados se a intercalação e seus efeitos não forem considerados durante a construção do modelo geológico e de velocidades.

#### 4.1.2 Representação Polar das Velocidades

A representação polar de velocidades é uma forma interessante de observação inicial dos efeitos da anisotropia, especialmente para os casos avaliados no tópico anterior, pois permite a visualização da velocidade em função do ângulo de propagação. A partir dos parâmetros estimados para intercalações com proporções iguais de cada uma das litologias, foram construídos gráficos que permitem a análise das diferenças das velocidades entre os elementos originais e o meio efetivo selecionado.

A figura 41 apresenta o gráfico polar relativo à intercalação de dolomita e argilito, sendo que os valores do Meio Efetivo consideram a porcentagem de 50% para cada

umas destas litologias. A linha azul representa a velocidade compressional da dolomita, igual a 5200 m/s. A linha verde corresponde a velocidade da onda P do argilito, igual a 2900 m/s. Por fim, a linha vermelha representa as velocidades do meio efetivo.

Diante deste gráfico (figura 41) podemos inicialmente observar o caráter circular das velocidades originais da dolomita e do argilito. Tal representação indica a isotropia destas litologias, onde a velocidade de propagação é igual para todas as direções. Já para o meio efetivo é possível observar uma feição elipso-trapezoidal, onde as velocidades variam de acordo com os diferentes ângulos. Assumindo o meio como VTI, tem-se então a direção horizontal com maior estiramento, representando a posição onde a velocidade atinge seu valor máximo.

O caráter elipso-trapezoidal indicado forma-se em função do comportamento das velocidades nos ângulos intermediários, situados aproximadamente entre 20° e 55°, sendo esta uma indicação da complexidade da combinação que ocorre entre os parâmetros  $\delta$  e  $\epsilon$  neste intervalo. Os resultados sugerem assim que simplificações na construção de modelos de velocidades, ou a estimativa apenas de uma média da velocidade vertical, em detrimento das outras direções, podem mascarar as diferenças significativas observadas nas velocidades de propagação deste intervalo.

A figura 42 apresenta o diagrama polar para a intercalação entre folhelho e arenito, apresentando assim um contexto geológico diferente daquele demonstrado acima. Para este caso, a linha verde representa as velocidades do folhelho, a linha amarela as velocidades do arenito e a linha vermelha as velocidades correspondentes ao meio efetivo formado por 50% de cada uma destas litologias.

De acordo com as indicações do gráfico anterior, é possível observar o caráter isotrópico do arenito, onde as velocidades do mesmo são representadas por uma feição circular. A representação das velocidades do folhelho assumem o aspecto elipso-trapezoidal, similar ao observado para o exemplo anterior, entretanto para esta situação, o efeito é correlacionado às propriedades intrínsecas do folhelho e não à anisotropia resultante pela intercalação de camadas de diferentes litologias.

Ao analisarmos a linha vermelha, correspondente às velocidades do meio efetivo (ME), podemos observar novamente o aspecto característico de um meio anisotrópico, sendo que para este caso, a anisotropia do ME mostra-se mais fraca do que aquela observada apenas para o folhelho. O baixo contraste entre as velocidades verticais

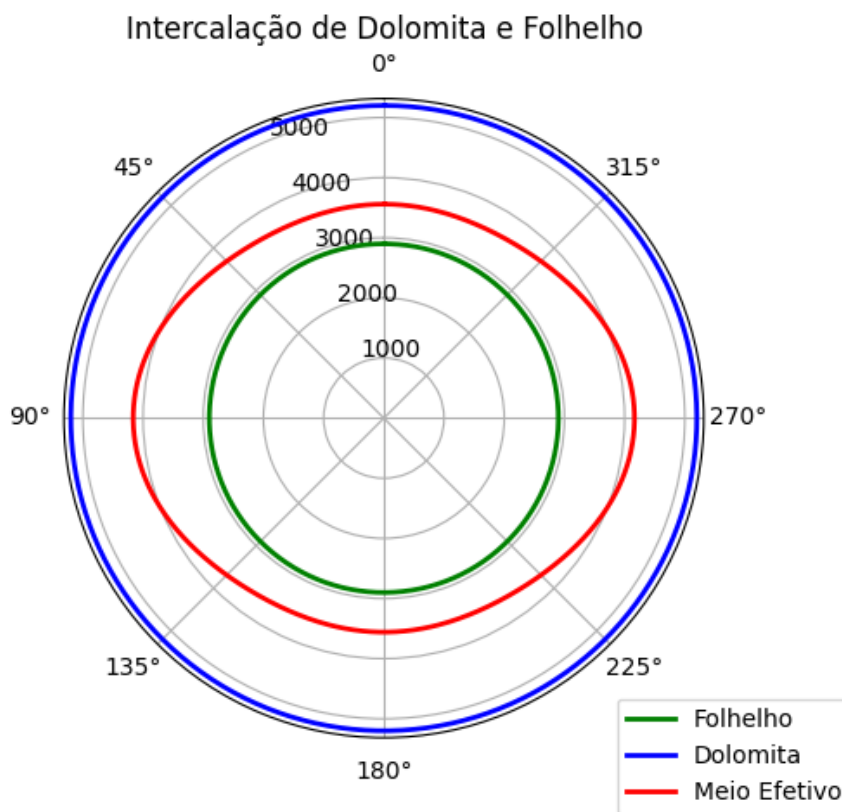


Figura 41 – Diagrama polar de velocidades para intercalação entre dolomita e argilito (50%Dol e 50%Arg).

originais mostra-se incapaz de gerar um efeito anisotrópico significativo, de modo que para esta direção, as linhas permanecem com valores sempre próximos.

Para ângulos superiores a 45°, especialmente para aqueles próximos à horizontal, nota-se que o meio efetivo apresenta valores de velocidade aproximadamente intermediários entre aqueles indicados para cada uma das litologias. Tal configuração corrobora a ideia de que a construção de modelos onde são negligenciados os efeitos anisotrópicos das intercalações podem incorrer em resultados enviesados, obtidos a partir da atribuição das propriedades de apenas uma destas litologias para todo o intervalo.

O último diagrama polar, apresentado na figura 43, corresponde às velocidades estimadas para um meio efetivo composto por iguais proporções de halita e HVS. Para este caso, a linha azul representa as velocidades do HVS, a linha verde as velocidades da halita e a linha vermelha as velocidades do meio efetivo, considerando sempre os ângulos de propagação. De forma análoga aos experimentos anteriores, temos aqui duas litologias isotrópicas, cujas representações mostram formas circulares.



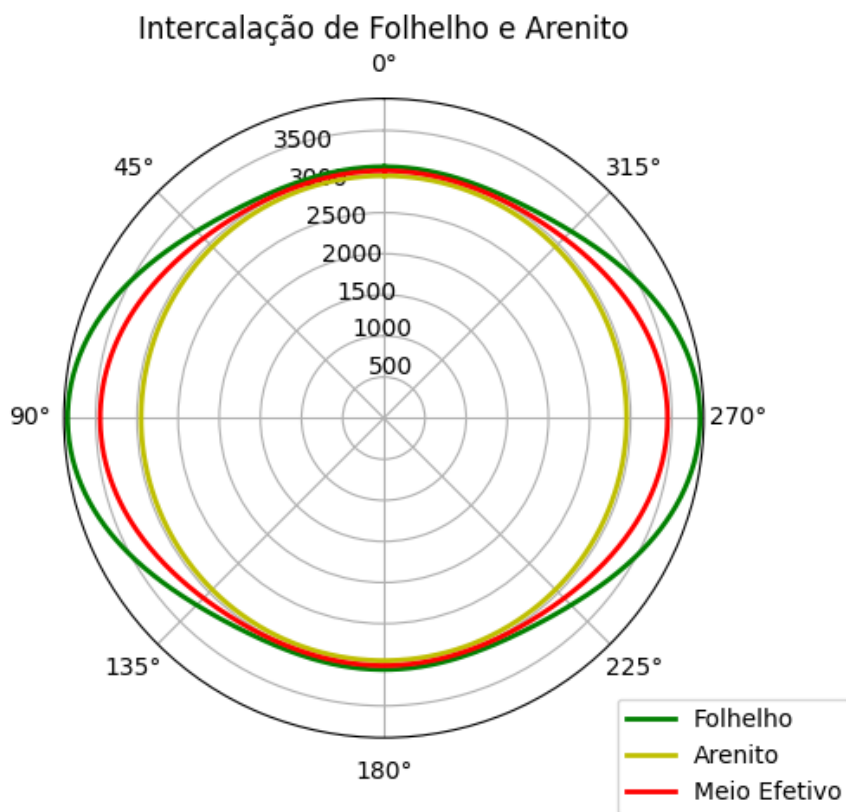


Figura 42 – Diagrama polar de velocidades para intercalação entre folhelho e arenito (50%Arn e 50%Fol).

Sendo assim, a anisotropia observada neste contexto encaixa-se dentro da chamada anisotropia extrínseca, gerada pela intercalação de camadas de diferentes litologias e propriedades. Analisando a representação do meio efetivo, é possível observar que o eixo horizontal apresenta-se levemente maior que o eixo vertical, indicando assim que a velocidade na direção 90°-270° é maior. Entretanto, tal diferença é menor do que aquela observada no caso dolomita-argilito, sendo isto resultado de um menor contraste entre as velocidades das rochas consideradas.

As estimativas analíticas dos parâmetros efetivos para diferentes contextos geológicos e para distintas proporções litológicas indicam a potencialidade de geração de efeitos anisotrópicos como função da intercalação de camadas sub-sísmicas. Casos como o par dolomita-argilito mostram que anisotropias significativas podem ser criadas, mesmo em litologias consideradas intrinsecamente isotrópicas.

No caso da intercalação siliciclástica (arenito e folhelho) ocorre uma combinação entre a anisotropia intrínseca do folhelho e a isotropia do arenito, gerando meios efetivos com propriedades intermediárias entre as duas litologias. Considerando a

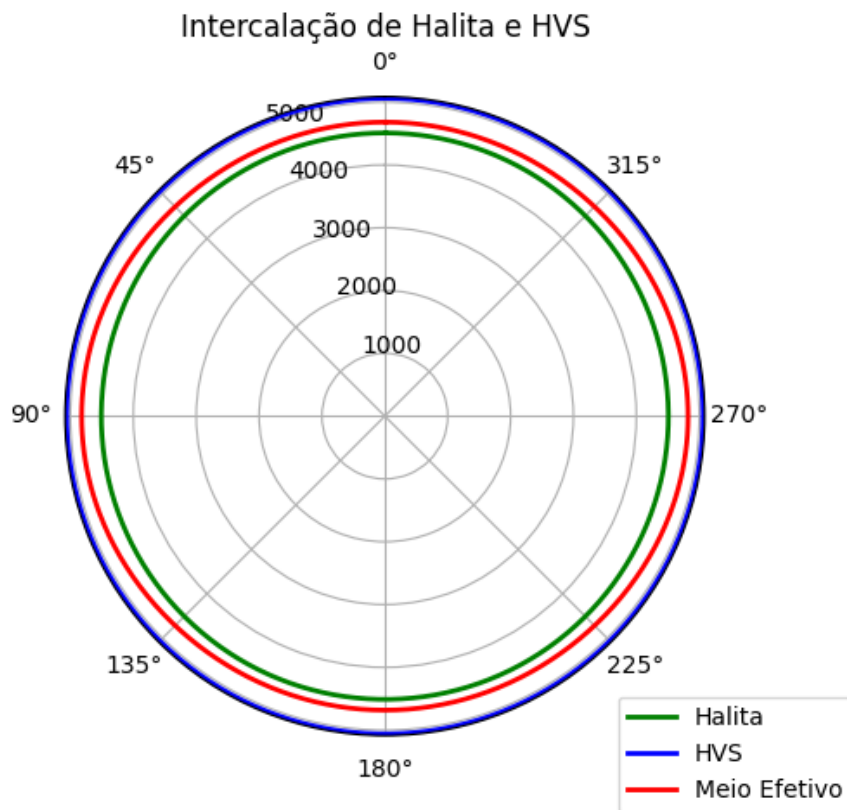


Figura 43 – Diagrama polar de velocidades para intercalação entre halita e sal de alta velocidade (50%Hal e 50%HVS).

ocorrência comum deste tipo de intercalação, como por exemplo nos chamados depósitos laminados, indica-se a importância acerca do conhecimento das distribuições de camadas com estas características para a construção de modelos de velocidade, uma vez que podem implicar em variações de velocidades não mapeadas adequadamente.

Conforme indica Maul (2019), as intercalações evaporíticas têm sido cada vez mais estudadas, considerando a importância destas em modelos de velocidade para conversões tempo-profundidade e para fins de engenharia. As estimativas apresentadas aqui acrescentam informações sobre a anisotropia gerada por estas intercalações, indicando a ocorrência de anisotropia fraca para os parâmetros utilizados. Sugere-se, entretanto, que contrastes maiores de velocidade podem ensejar em números mais significativos, especialmente para contextos onde a anidrita venha a apresentar maiores velocidades.

## 4.2 Modelagem dos Meios Intercalados

Os resultados referentes às modelagens sísmicas são inicialmente apresentados por meio dos campos de pressão para cada uma das intercalações propostas. Para cada um dos diferentes contextos geológicos considerados, são exibidas as modelagens realizadas com diferentes espessuras para as camadas.

Em seguida, são apresentados os sismogramas correspondentes às modelagens, organizados também de modo a exibirem as diferentes espessuras consideradas. Na sequência, são dispostos os traços selecionados dos sismogramas, para diferentes ângulos de incidência. Estes traços são apresentados conjuntamente aos espectros de amplitude e fase, permitindo uma análise mais detalhada dos mesmos.

### 4.2.1 Instantâneos dos Campos de Pressão

Na figura 44 são apresentados os instantâneos dos campos de pressão obtidos a partir das modelagens de meios intercalados, considerando a ocorrência de camadas de dolomita e argilito. As camadas foram parametrizadas com espessuras variando entre 2,5 metros e 20 metros, permitindo assim analisar mudanças relacionadas à relação entre espessura das camadas e comprimento de onda da frequência dominante.

Iniciando pelo exemplo com camadas de espessura igual a 2,5 metros, pode-se observar destacadamente o campo de pressão correspondente à onda compressional, sendo que o mesmo apresenta uma forma similar a uma elipse deformada, correspondendo assim a propagações anisotrópicas em meios onde o valor de  $\epsilon$  é diferente do valor de  $\delta$ .

É digno de destaque a presença também do campo de pressão correspondente à onda cisalhante, localizada na porção interna do campo da onda qP. Ondas do tipo qS apresentam amplitudes proeminentes em contextos onde tem-se uma enfática anisotropia, sugerindo assim que a referida intercalação possui características propícias à geração de anisotropias com grau médio a alto.

O campo de pressão correspondente às espessuras de 5 metros para as camadas de dolomita e argilito apresenta características similares ao anteriormente

descrito, representando adequadamente a anisotropia extrínseca gerada intercalação das litologias com diferentes propriedades. Assim como no caso de espessuras de 2,5 metros, é possível visualizar os campos das ondas compressional e cisalhante.

Apesar de similaridades com o caso anterior, temos para as camadas de 5 metros o aparecimento de feições discretas, mas ainda sim perceptíveis. É possível notar marcas horizontais, especialmente sobre o campo de pressão da onda P, correlacionadas às camadas do modelo de propriedades. Sobre o campo de pressão da onda S também podem ser vistas marcas, entretanto estas apresentam ângulos distintos das feições mencionadas acima. Entre os campos de pressão das ondas compressional e cisalhante é possível observar um sinal de baixa amplitude, possivelmente correlacionado a reverberações entre as camadas.

Para as camadas com 7,5 metros de espessura é possível notar mudanças significativas no campo de pressão, com reverberações bastante marcantes na porção interior da onda compressional. As marcas horizontais tornam-se mais evidentes, indicando que o aumento na espessura das camadas passa a influenciar de modo significativo a distribuição da energia. A partir desta espessura a identificação da onda qS começa a ficar prejudicada, uma vez que passa a ser obliterada pelas demais ondas.

Passando para a modelagem com camadas de espessura igual a 10 metros, tem-se um destacamento das feições observadas no exemplo anterior, com reverberações assumindo importante representatividade. A onda qS não pode ser mais distinguida e as marcas horizontais, concordantes com as camadas litológicas, tornam-se mais distintas. Duas zonas com feições esmaecidas podem ser indicadas nas porções central superior e central inferior, sendo provavelmente resultados da interação entre as diferentes ondas geradas.

A penúltima modelagem para a intercalação entre dolomita e argilito isotrópico considera camadas com 15 metros de espessura e é composta por feições mais esmaecidas que os casos pretéritos, especialmente na porção correspondente à propagação da onda qP principal. O segmento central do campo de pressão apresenta feições destoantes do restante do campo de pressão, em um comportamento gerado pela interferência entre as reverberações geradas na modelagem.

Encerrando a apresentação dos campos de pressão gerados pelas modelagens

de intercalação entre dolomita e argilito, tem-se o resultado gerado com camadas de 20 metros de espessura. Para este caso, é possível apontar uma espécie de atenuação do efeito anisotrópico, além de uma significativa diminuição da amplitude relativa nos limites do campo, prejudicando a visualização da onda compressional principal.

As feições horizontais ganham maior expressão e permitem a indicação de que correspondem a segmentos com maior e menor energia. As faixas com menor amplitude correspondem às posições onde encontram-se as camadas de dolomita e as faixas com maiores amplitudes retratam as posições onde estão as camadas de argilito. Pode-se sugerir assim que há uma focalização da energia nas camadas de menor velocidade, onde os limites da dolomita, com maior velocidade, funcionam como um tipo de barreira para a passagem da energia.

Na figura 45 são apresentados os campos de pressão gerados para as modelagens considerando intercalações entre arenito e folhelho, destacando-se a forte anisotropia da litologia pelítica, com valor de  $\epsilon$  igual a 0,256. Menciona-se ainda o contraste relativamente pequeno entre as velocidades no eixo de simetria das referidas rochas, indicando assim que os efeitos anisotrópicos visualizados correspondem primordialmente à influência do folhelho.

A primeira modelagem apresentada corresponde às camadas com 2,5 metros de espessura, sendo possível observar uma forma geral semelhante àquela observada para a intercalação dolomita/argilito. É interessante ressaltar entretanto que para aquele caso foram consideradas duas rochas isotrópicas, com forte contraste de velocidade entre as mesmas. Para a presente situação, temos uma diferença menor entre as velocidades  $q_P$ , mas uma das litologias com propriedades anisotrópicas.

Tem-se assim as ondas compressional e cisalhante destacadas, sem presença significativa de feições adicionais. No caso dolomita/argilito, foi indicado que a forma do campo de pressão apontava que os valores dos parâmetros anisotrópicos gerados pelas intercalações eram diferentes entre si. Para a presente situação, onde as propriedades do folhelho são conhecidas, pode-se reconhecer que este tipo de feição é característico de situações onde o valor de  $\epsilon$  é maior que o valor de  $\delta$ .

A modelagem com camadas de 5 metros também apresenta os campos das ondas compressional e cisalhante destacados, entretanto, é possível observar o surgimento de feições de baixa amplitude na porção interior, indicando a ocorrência de

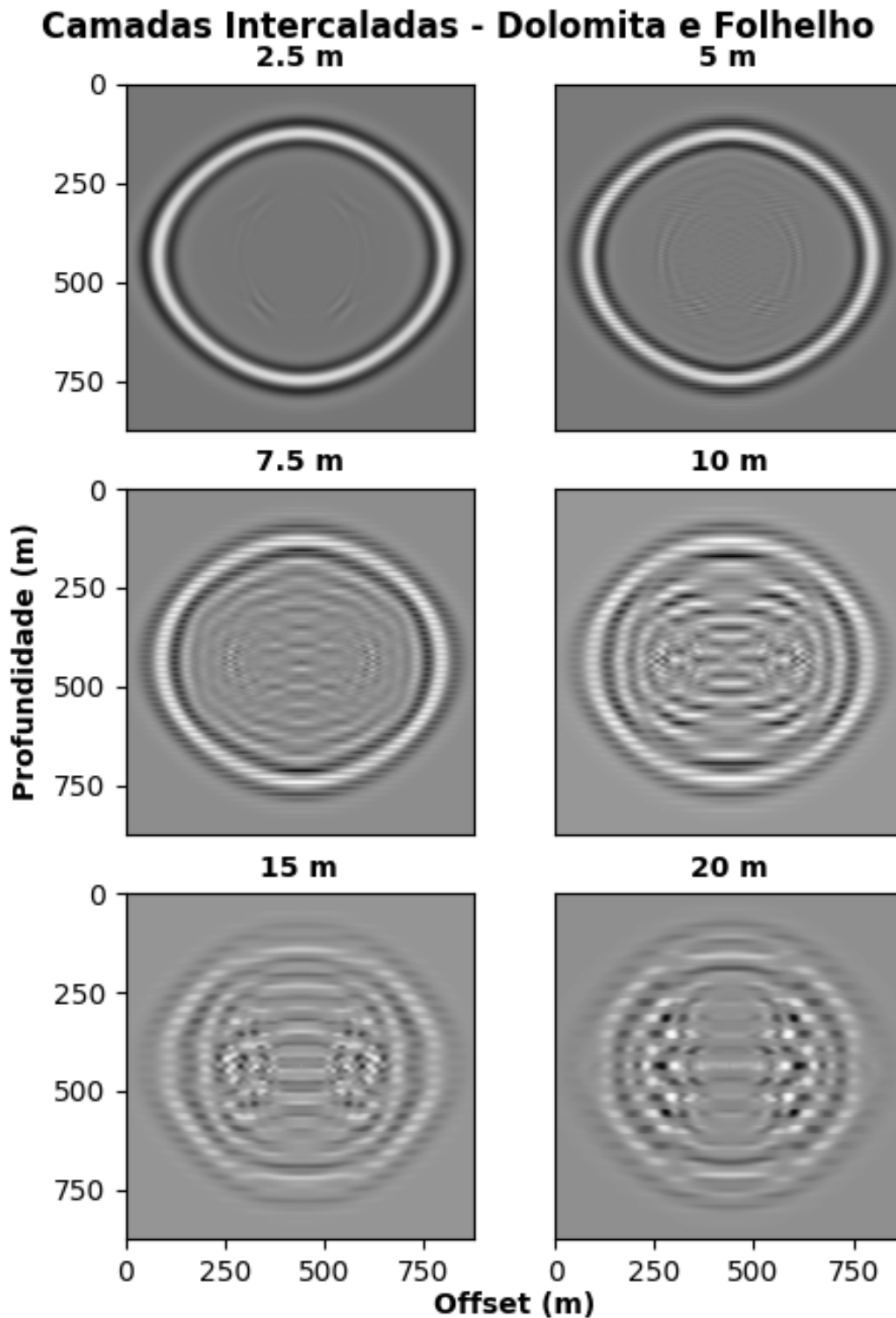


Figura 44 – Campos de Pressão para Intercalação entre Dolomita e Argilito.

reverberações proeminentes. Ao contrário do caso dolomita/argilito, neste contexto não são observadas ainda feições horizontais marcando o campo da onda qP.

Para as camadas com 7,5 metros de espessura, o mesmo problema observado

na modelagem com dolomita e argilito volta a se destacar, com desaparecimento da feição correspondente à onda cisalhante e recrudescimento das reverberações. De modo ainda sutil, começam a ser percebidas marcas horizontais no campo da onda compressional, entretanto sem prejudicar de modo significativo a definição do mesmo.

O resultado obtido para a modelagem com espessura de 10 metros apresenta ainda de forma destacada a onda P principal, contando ainda com algumas feições simétricas de menor amplitude na porção interior, além de uma faixa central onde aparentemente ocorre a sobreposição de diferentes eventos. Em comparação às figuras relativas a espessuras inferiores, pode-se indicar ainda uma pequena interferência da faixa central no aspecto nos segmentos superior e inferior do campo principal.

Para as camadas com espessura de 15 metros pode-se indicar a continuidade do destaque da onda P principal, entretanto, esta é submetida a eventos adicionais, destacando-se uma espécie de sucessão de ondas com aspecto ascendente. Tal resultado diferencia-se substancialmente dos exemplos vistos anteriormente, principalmente considerando que a fonte usada na modelagem está posicionada no centro do modelo, não sendo esperadas feições com estas características.

Encerrando as modelagens com intercalação entre arenito e folhelho, tem-se o modelo com espessuras de 20 metros. A onda compressional principal continua proeminente, contudo, sua amplitude se mostra relativamente esmaecida pela presença de outras feições sísmicas. Na porção interior do campo de pressão da onda P observa-se uma complexa interação entre os eventos de reverberação, gerando segmentos com grandes contrastes de amplitude.

O último grupo de campos de pressão apresentados corresponde às modelagens realizadas com simulação de intercalações de halita e sal de alta velocidade (HVS), conforme pode ser visto na figura 46. Neste caso, as duas litologias são consideradas isotrópicas e a diferença de velocidades entre elas é de aproximadamente 550 m/s.

Iniciando a análise pela simulação de espessuras com 2,5 metros, pode-se indicar a ocorrência de uma feição quase esférica, bastante diferente daquelas observadas para as outras intercalações. Tem-se assim um indicativo de que o contraste entre as velocidades da duas litologias consideradas é insuficiente para gerar uma anisotropia extrínseca destacada.

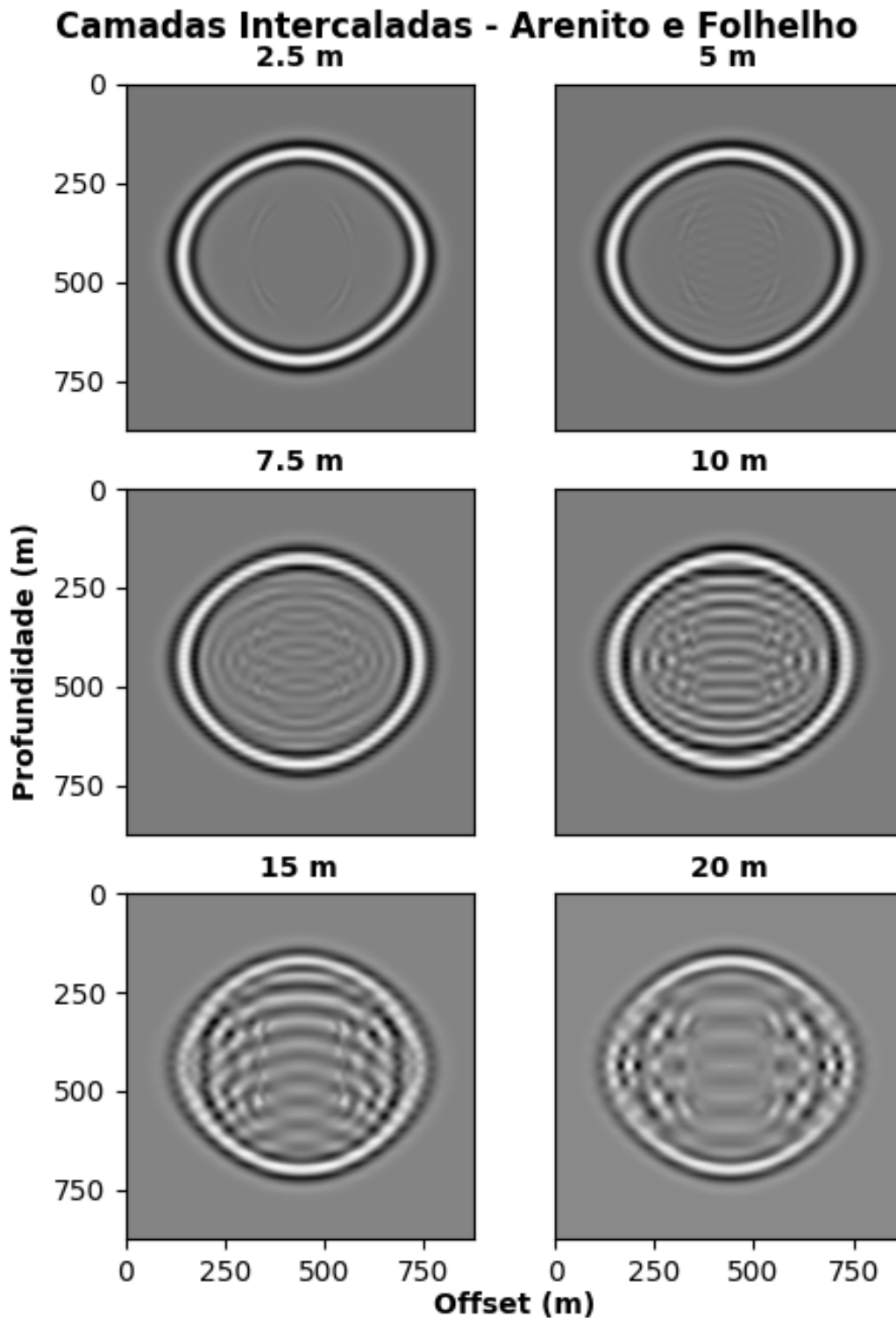


Figura 45 – Campos de Pressão para Intercalação entre Arenito e Folhelho.

É possível observar ainda, de modo muito discreto, a presença de uma feição com amplitude extremamente baixa, na porção interna do campo de pressão da onda compressional. Sugere-se então que a presente configuração também é apta à geração de uma onda cisalhante, entretanto esta ocorre de modo bastante sutil.



O resultado observado para a espessura de 5 metros assemelha-se muito ao indicado no exemplo anterior, sugerindo que para as velocidades consideradas, tem-se um comprimento de onda cuja relação com as espessuras não é significativamente alterada. De forma bastante incipiente, pode-se indicar a presença de marcas horizontais sobre o campo da onda qP.

Para a espessura de 7,5 metros, pode-se indicar a continuidade no aspecto das feições principais, com manutenção do efeito anisotrópico observado para as espessuras mais delgadas. Entretanto, marcas mais proeminentes podem ser destacadas, com presença de estruturas horizontais sobre o campo da onda P e de feições aparentemente com ângulo baixos e variáveis sobre o campo da onda S.

Mudanças ainda mais significativas passam a ser observadas para a modelagem com espessuras de 10 metros. Embora a feição da onda compressional principal permaneça próxima à observada anteriormente, é possível visualizar a ocorrência de diversos eventos de baixa amplitude na porção interior do campo, indicando a ocorrência de expressivas reverberações.

A tendência observada no exemplo anterior é intensificada para o caso com espessuras de 15 metros, onde as marcas horizontais assumem caráter proeminente e é possível observar uma complexa interação entre as ondas geradas. De forma similar ao observado nas simulações com outras litologias, as marcas horizontais são formadas em função de uma espécie de confinamento da energia, de forma que as maiores amplitudes coincidem com as camadas de halita, que por sua vez, são limitadas pelas camadas do HVS.

O último campo de pressão a ser descrito refere-se à simulação da intercalação entre halita e HVS com camadas de 20 metros de espessura. Tem-se assim a manutenção do aspecto geral do campo da onda compressional, que entretanto é novamente marcado pelas feições horizontais das camadas. Uma curiosa estrutura amendoada pode ser vista na porção central, gerada pela combinação entre os eventos gerados durante a propagação.

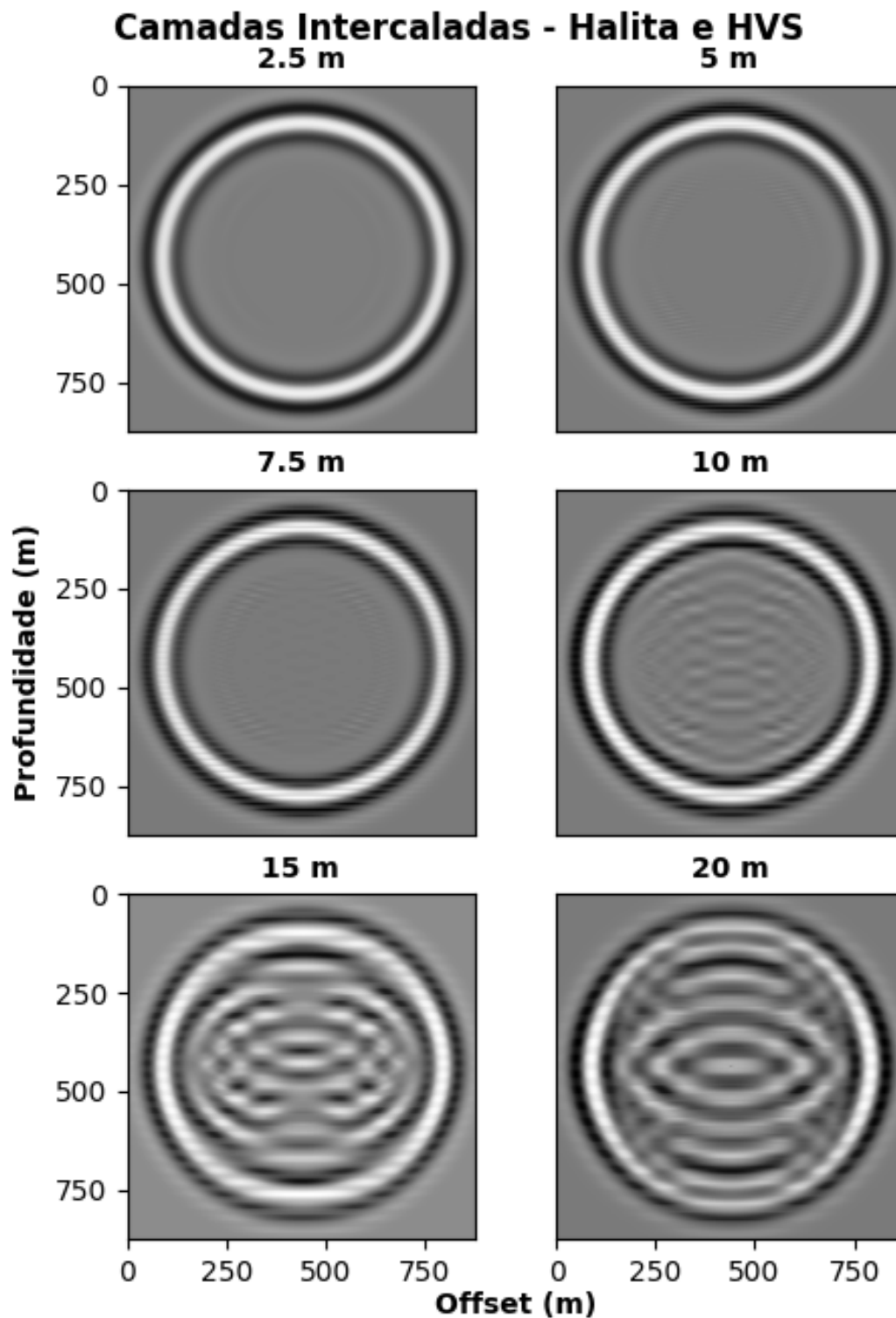


Figura 46 – Campos de Pressão para Intercalação entre Halita e HVS.

#### 4.2.2 Sismogramas

O primeiro grupo de sismogramas apresentados corresponde às modelagens realizadas simulando intercalações entre argilito e dolomita (Figura 47), com

espessuras das camadas variando entre 2,5 metros e 20 metros, da mesma forma que os experimentos indicados por meio dos campos de pressão. Para o presente caso, é possível indicar que a análise visual aponta grande similaridade entre os sismogramas representantes das espessuras de 2,5 m e 5 metros.

O sinal mais forte destes corresponde à chegada da onda compressional, com amplitude máxima no ponto onde o afastamento fonte-receptor é menor. Seguindo para as posições de *offsets* mais afastados, tem-se a diminuição das amplitudes. Além do registro da onda qP, observa-se ainda a chegada da onda cisalhante, com ângulo de abertura concordante com sua menor velocidade.

A presença de ondas cisalhantes do experimento já havia sido observada nos campos de pressão, podendo agora ser confirmada por meio dos sismogramas. Dispondo de uma amplitude que permite sua fácil identificação, indica que a anisotropia do meio tende a possuir médio a alto grau, corroborando com as formas observadas também nos campos de pressão correspondentes.

O sismograma correspondente às camadas de 7,5 metros apresenta grande similaridade com aqueles vistos anteriormente, especialmente com relação à onda qP. Entretanto, parece haver uma diminuição relativa na amplitude do registro da onda cisalhante, bem como a presença de uma feição bastante esmaecida próxima a ela.

Os três últimos sismogramas, correspondentes às modelagens com espessuras de 10, 15 e 20 metros, apresentam características similares, podendo assim ser agrupados para a análise. Embora a componente cinemática da onda primária inicialmente corresponda às características observadas nos exemplos anterior, é possível indicar aqui um grau crescente de influência das reverberações, sendo que no caso com 20 metros, os afastamentos mais curtos apresentam alterações em função da interação entre as diversas ondas.

O recrudescimento das reverberações nestes três sismogramas afeta de modo especial o registro da onda cisalhante, que passa a não poder mais ser identificada corretamente. Observa-se assim que mesmo em um contexto propício à propagação de ondas desta natureza, a sucessão de camadas mais espessas pode ensejar em interferências que prejudicam a aquisição destes dados.

A seguir são apresentados os sismogramas correspondentes às modelagens com

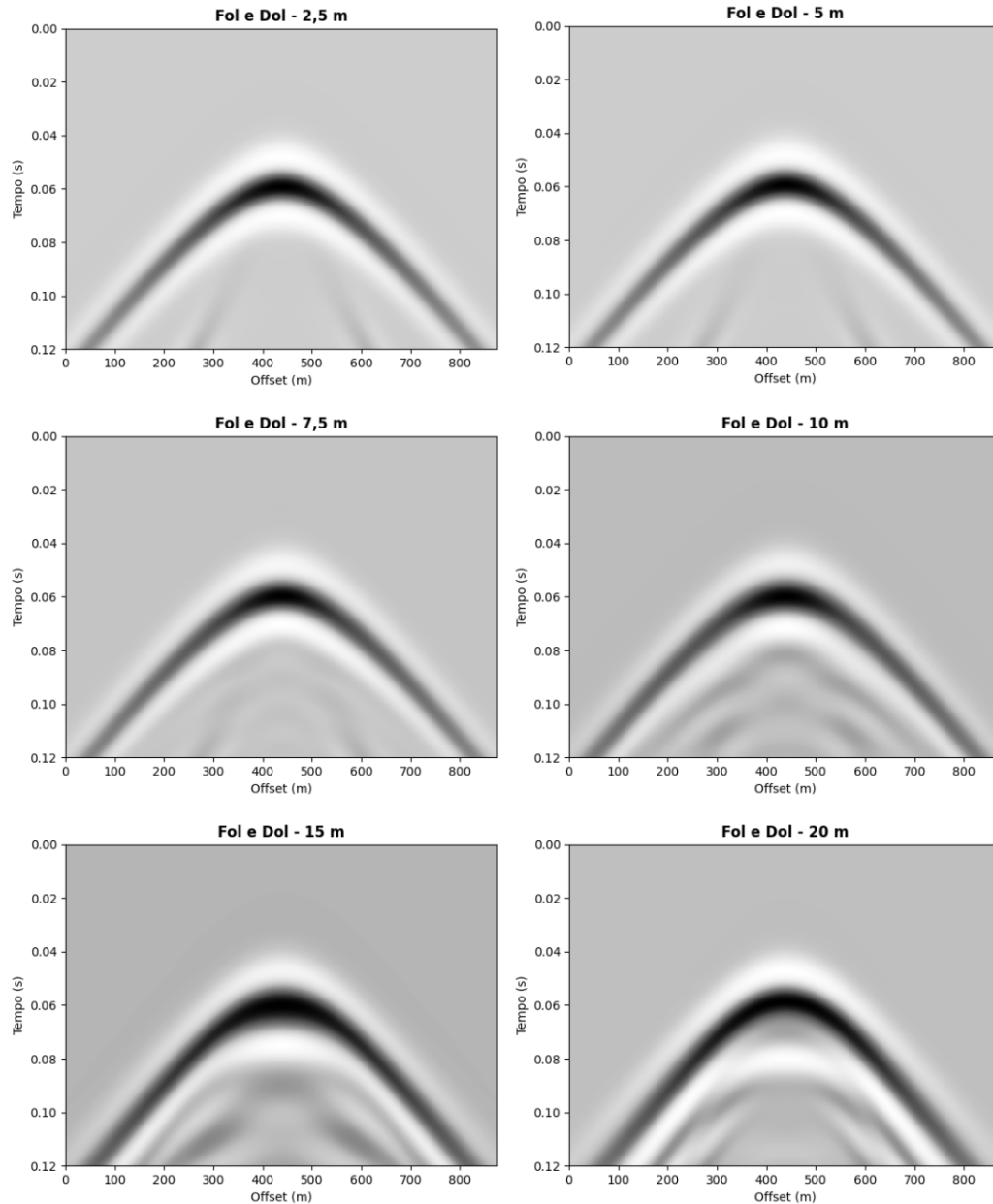


Figura 47 – Sismogramas para Intercalação entre Dolomita e Argilito.

arenito e folhelho (Figura 48), sendo que estes mostram um comportamento similar àquele observado nos respectivos casos da simulação folhelho/argilito. Desta forma, tem-se para as espessuras de 2,5 e 5 metros os registros bem delineados das ondas compressional e cisalhante. A amplitude da onda P apresenta decaimento à medida que o afastamento aumenta, enquanto o caráter nítido da onda qS sugere um grau de anisotropia entre médio e alto.

O exemplo da modelagem com espessura de 7,5 metros introduz o mesmo ponto observado anteriormente, onde há uma atenuação da onda cisalhante e a presença,

ainda que com baixa amplitude, de feições relativas às reverberações. É interessante notar a repetição desse comportamento em contextos geológicos distintos, sugerindo que existe alguma correspondência entre as propriedades destes, que levam à geração das mencionadas reverberações a partir da simulação de camadas com 7,5 metros.

Para as modelagens com 10, 15 e 20 metros de espessura observa-se a manutenção das principais características do registro correspondente à onda compressional, com crescente interferência na onda S e complexa interação entre as reverberações. Tal comportamento pode sugerir um limite na razão entre comprimento de onda e espessura das camadas, em torno do qual a ocorrência de reverberações ocorre de forma mais enfática.

Para fins de estimativa desta razão, pode ser utilizada a formulação  $v = \lambda f$ , considerando a frequência de pico do dado sísmico igual a 34 Hz e a velocidade do meio igual a 3011 m/s. Desta forma, tem-se um comprimento de onda aproximado de 88,5 metros. Assumindo o caso de camadas com 10 metros de espessura como ponto crítico, tem-se então a relação  $\lambda/\text{espessura}$  com valor próximo a 9.

A última sequência de sismogramas de modelagens para meios intercalados corresponde ao contexto composto por halita e sal de alta velocidade (HVS), conforme pode ser visto na figura 49. Observa-se grande similaridade entre os representantes das espessuras de 2,5, 5, 7,5 e 10 metros de espessura, com presença exclusiva do registro da onda compressional. A ausência da onda cisalhante com amplitude significativa indica que a anisotropia extrínseca gerada pelas intercalações apresenta grau relativamente fraco.

A presença de registros correspondentes às reverberações ocorre a partir da espessura de 15 metros, sendo também visível para o caso análogo de 20 metros. Desta forma, para este caso, podemos proceder também com a estimativa da relação entre comprimento de onda e espessura das camadas. Assumindo a velocidade média do meio como igual a 4682 m/s e a frequência de 34 Hz, temos o comprimento com valor próximo a 138 metros. Tomando para este exemplo a espessura de 15 metros como ponto inicial de destaque das reverberações, temos uma relação  $\lambda/\text{espessura}$  com valor próximo a 9, igual ao observado para o caso arenito/folhelho.

Após a estimativa de relações  $\lambda/\text{espessura}$  para os casos arenito/folhelho e halita/HVS, pode ser calculado também o valor correspondente para o caso

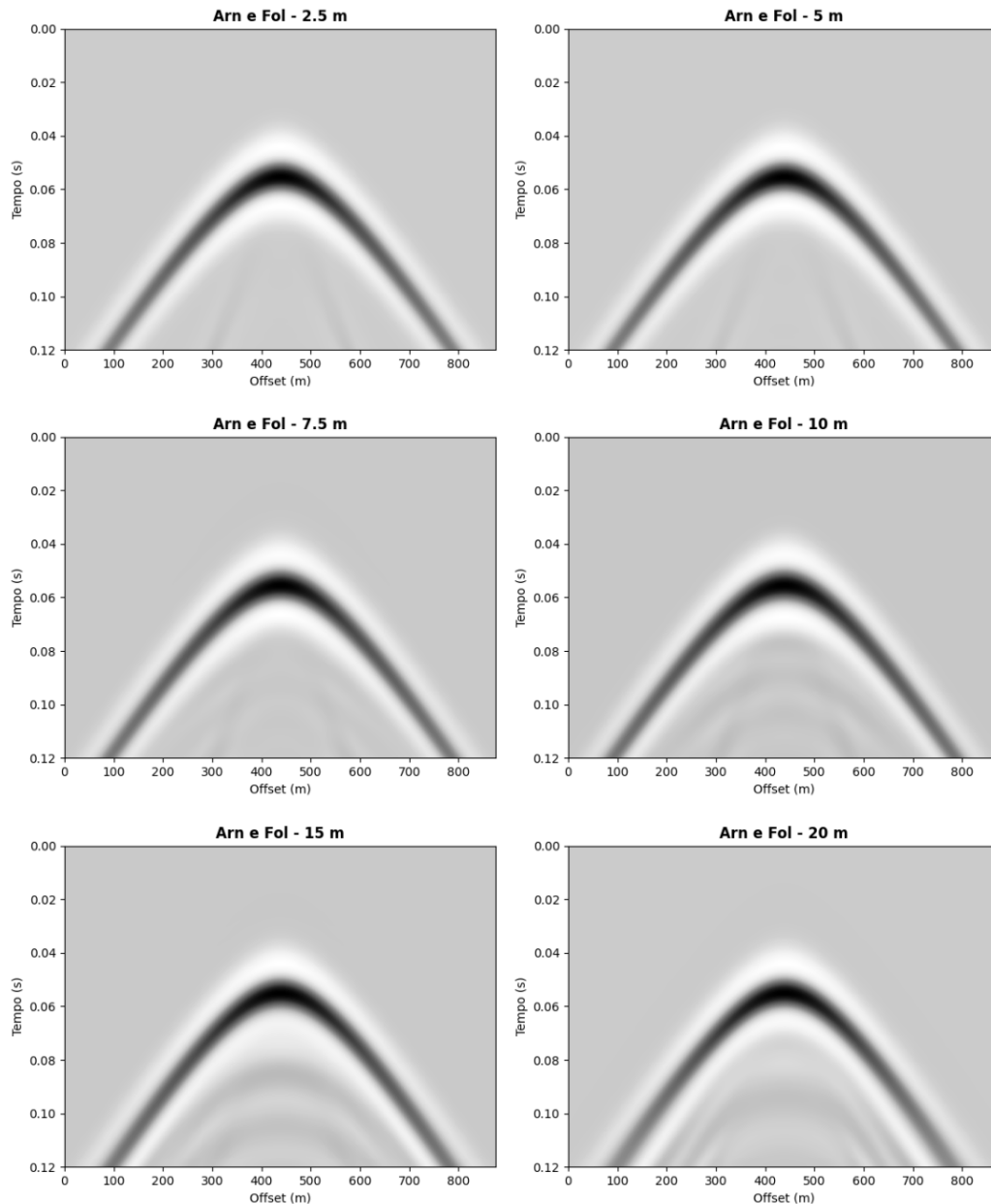


Figura 48 – Sismogramas para Intercalação entre Arenito e Folhelho.

dolomita/folhelho. Nesta situação temos os valores de velocidade igual a 3559 e a frequência igual a 34 Hz. Dispõe-se assim de um comprimento de onda estimado em 105 metros. De acordo com os dados disponíveis, assume-se o ponto crítico das reverberações para as camadas com 10 metros, de forma que a relação desejada é igual a 10,5.

Tem-se assim para as relações  $\lambda/espessura$  o valor de 9 para os casos considerando intercalações de arenito/folhelho e dolomita/argilito, e o valor de 10,5 para as intercalações de halita e HVS. Desta forma, pode-se sugerir que para casos

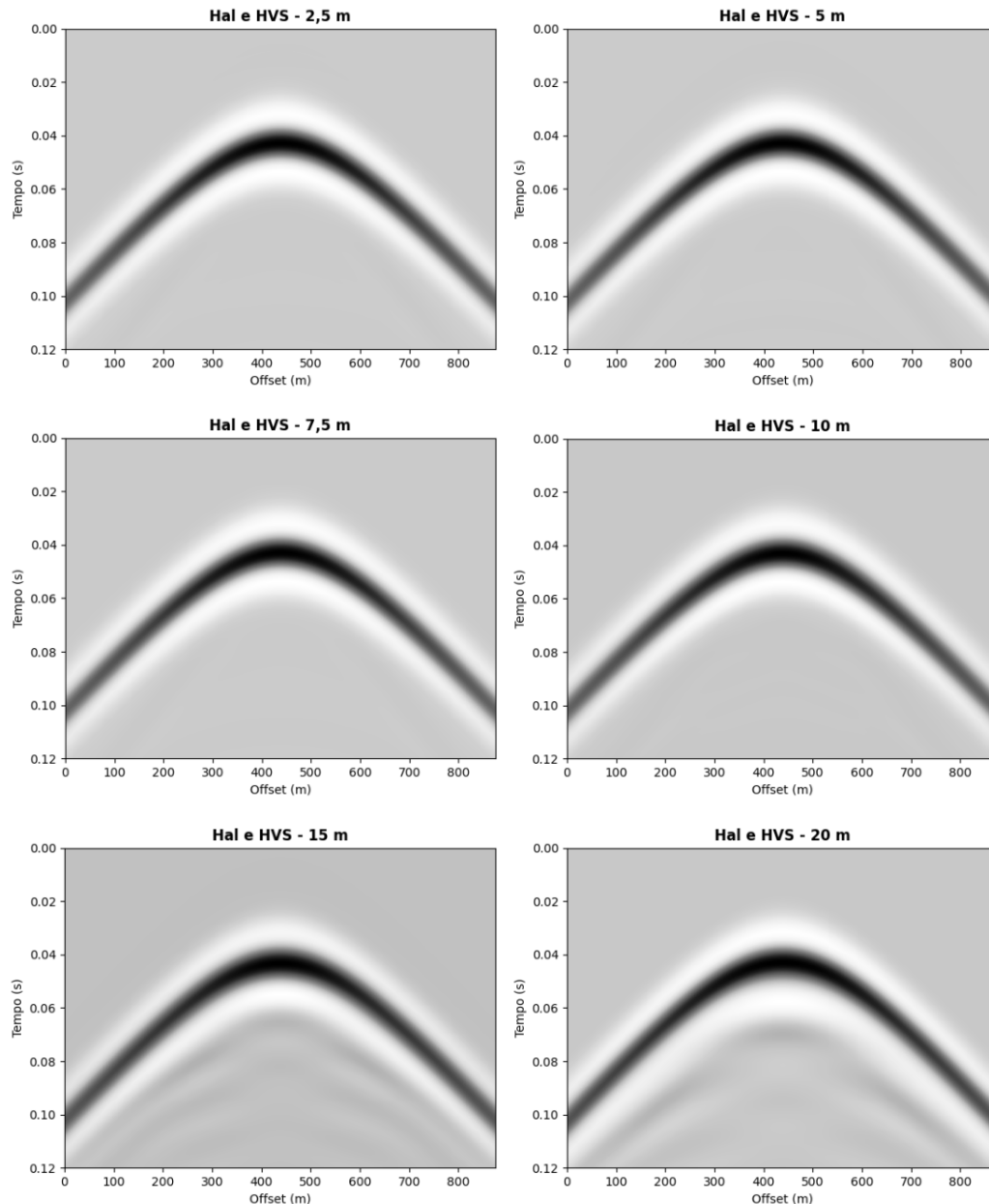


Figura 49 – Sismogramas para Intercalação entre Halita e Sal de Alta Velocidade (HVS).

típicos de intercalações, razões acima de 9 podem configurar contextos propícios à ocorrência de reverberações capazes de afetar o registro das ondas principais.

Os sismogramas apresentados servem ainda como indicação de que a anisotropia gerada pela intercalação das camadas manteve-se na mesma ordem de magnitude para grande parte das espessuras consideradas, sugerindo-se diminuição do efeito anisotrópico para as situações onde as camadas assumem 20 metros de espessura. Tomando como exemplo o caso dolomita/argilito, tem-se as relações  $\lambda/espessura$  iguais a 42 e 7 para os valores de 2,5 e 15 metros, representando assim um intervalo de

valores onde pode-se confirmar a ocorrência de consistente anisotropia extrínseca.

### 4.2.3 Espectros de Amplitude e Fase

A seguir são exibidos os espectros de amplitude e fase de traços selecionados a partir dos sismogramas apresentados anteriormente. Os traços correspondem, aproximadamente, aos receptores posicionados a 0, 82,5 e 207,5 metros, considerando 0 o receptor posicionado abaixo do ponto de origem da propagação. Para os espectros de fase, é seguro limitar as observações à frequência de 60 Hz, valor de corte usado na construção da *wavelet* de entrada.

As figuras 50 a 61 apresentam os espectros correspondentes às modelagens para intercalação entre dolomita e argilito, considerando as diferentes espessuras testadas. Pode-se apontar inicialmente que os espectros de fase indicam relativa estabilidade na forma da onda, que mantém-se próxima da fase zero em todos os experimentos.

Dentro do intervalo de frequências mais adequado às análises, pode-se indicar que os traços que apresentam maiores mudanças correspondem àqueles com afastamento de 207,5 metros, com alterações de fase de até  $6^\circ$  próximo a 60 Hz. Sugere-se que as altas frequências, em ângulos maiores, são assim as primeiras a serem afetadas quanto a mudanças de fase no sinal. Tal análise deve considerar adicionalmente a interferência de reverberações, cuja presença torna-se especialmente problemática para as maiores espessuras.

Os traços selecionados e os espectros de amplitude confirmam as observações realizadas nos sismogramas, indicando grande similaridade para as modelagens com 2,5 e 5 metros de espessura, com aparecimento de reverberações a partir do valor de 7,5 metros. Para as espessuras de 2,5, 5 e 7,5 metros pode-se indicar a estabilidade da frequência máxima, próxima a 34 Hz. Para maiores espessuras, a influência das reverberações passa a causar diferentes distorções nos traços, gerando assim anomalias nas amplitudes máximas estimadas para cada um dos ângulos.

As figuras 62 a 73 apresentam os traços selecionados e espectros para as modelagens com camadas de arenito e folhelho. Os espectros de fase mostram que até a espessura de 10 metros há estabilidade da fase para todos os ângulos, com alterações apenas acima de 60 Hz. Pequenas alterações podem ser vistas a partir da



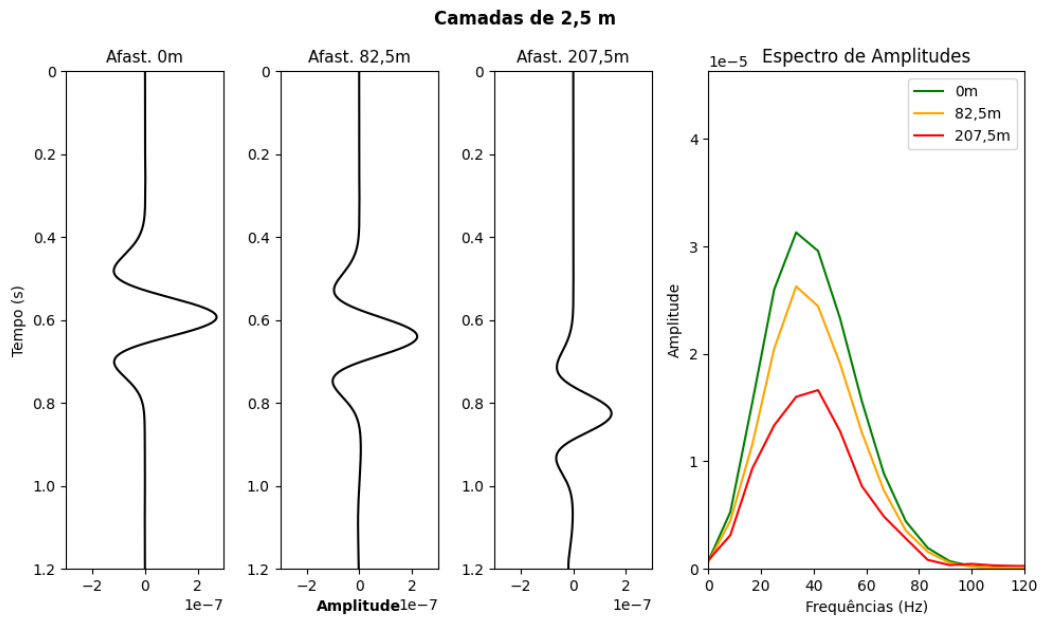


Figura 50 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 2,5 m de espessura.

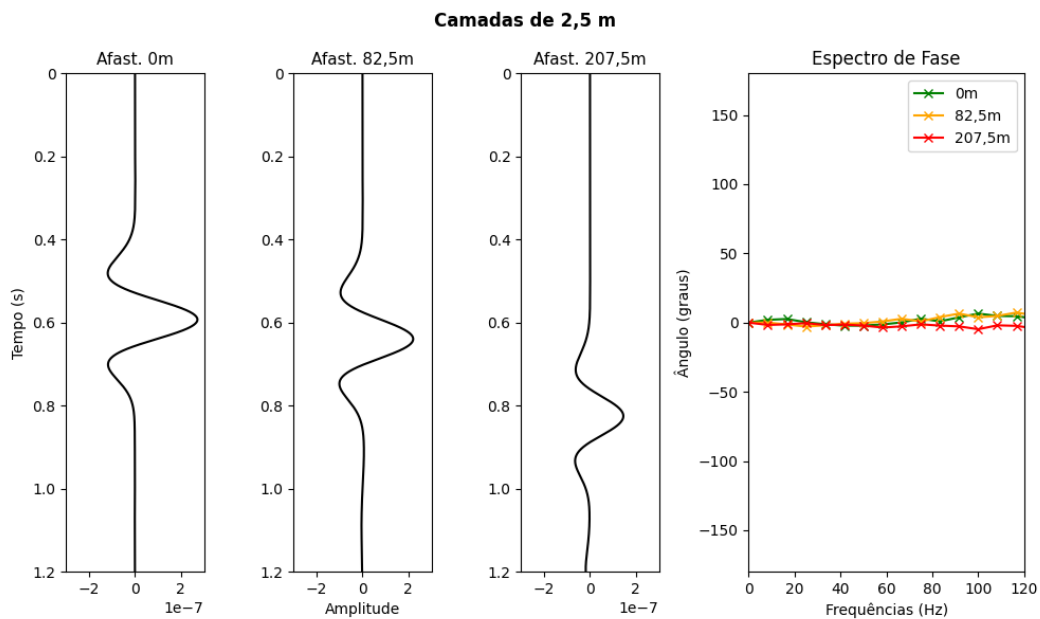


Figura 51 – Espectro de Fase para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 2,5 m de espessura.

espessura de 15 metros, entretanto estas limitam-se às frequências superiores a 40 Hz.

Os espectros de amplitude para os experimentos com arenito e folhelho apresentam alterações mais suaves do que aquelas observadas no caso dolomita/argilito. A frequência máxima para todas as modelagens permanece próxima

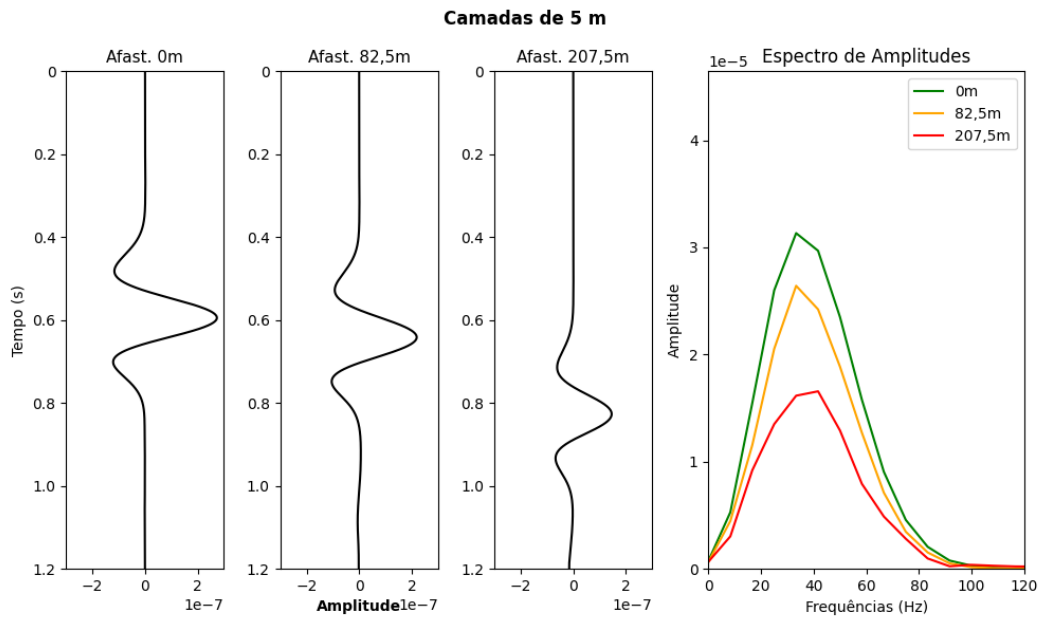


Figura 52 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 5 m de espessura.

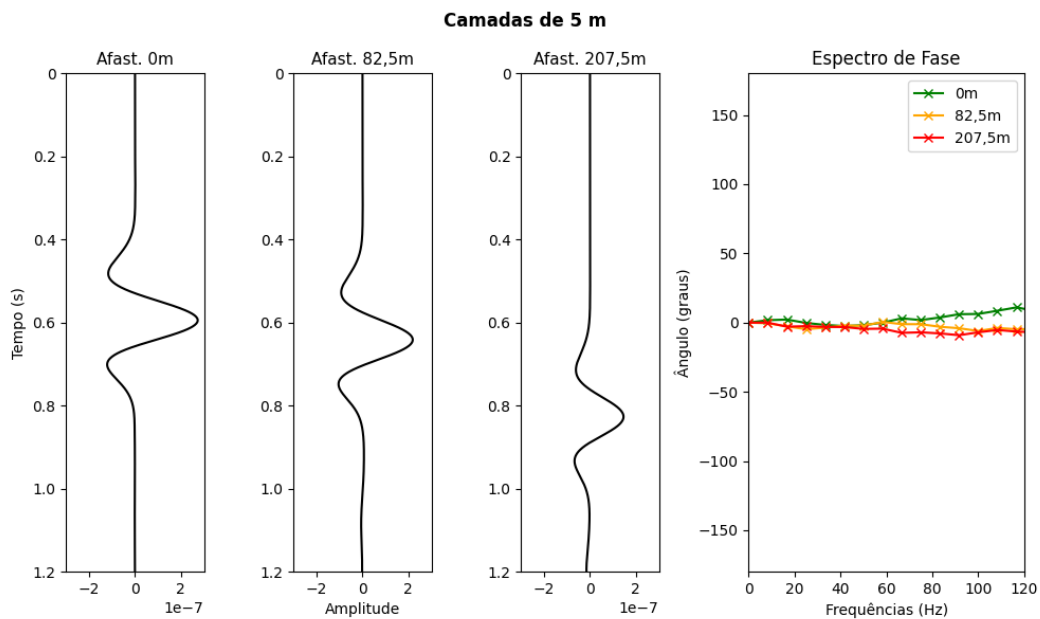


Figura 53 – Espectro de Fase para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 5 m de espessura.

a 34 Hz, com menor influência das reverberações, mesmo para as camadas mais espessas. Nota-se uma sutil diminuição nos valores das amplitudes para o sinal relativo à onda compressional conforme mais espessas ficam as camadas, sugerindo perda de energia em função das reverberações citadas acima.

Para as modelagens considerando intercalações de halita e HVS, são

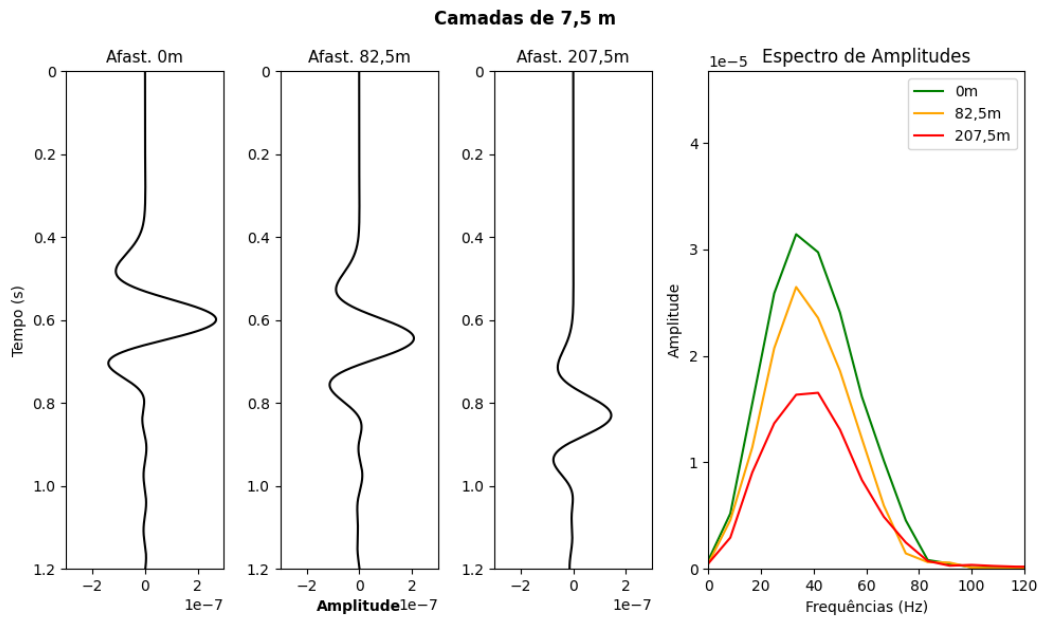


Figura 54 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 7,5 m de espessura.

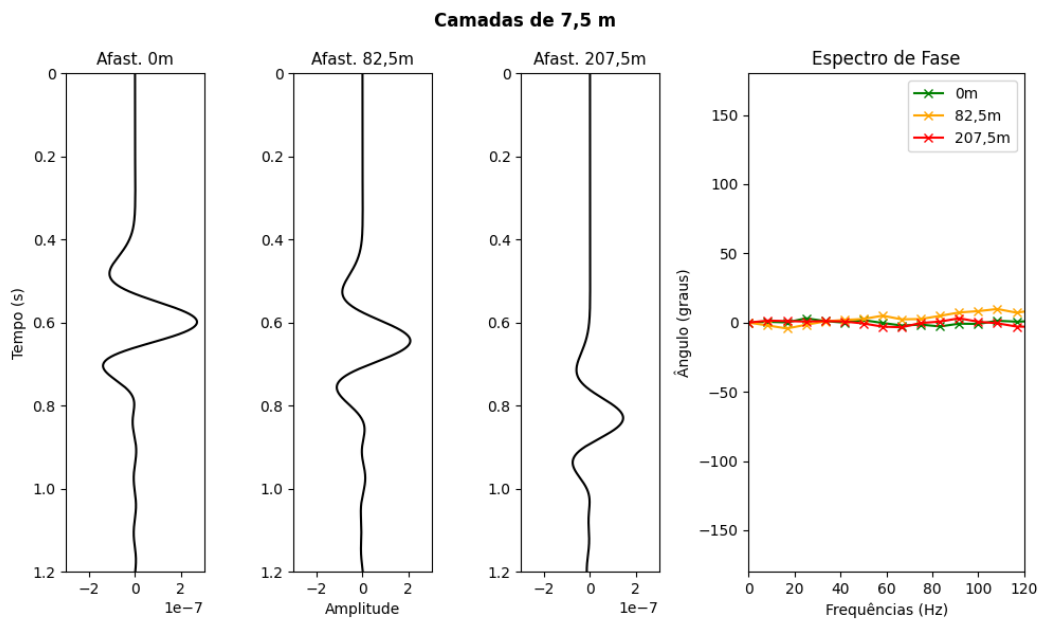


Figura 55 – Espectro de Fase para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 7,5 m de espessura.

apresentados os respectivos espectros nas figuras 74 a 85. Para este contexto, onde uma anisotropia extrínseca relativamente fraca é gerada, observa-se uma estabilidade ainda maior na fase dos traços selecionados, bem como para os diferentes ângulos considerados. Diferenças sutis podem ser indicadas no exemplo de camadas com 20 metros, significativamente inferiores àquelas observadas para os outros contextos geológicos, cujos valores já era considerados relativamente baixos.

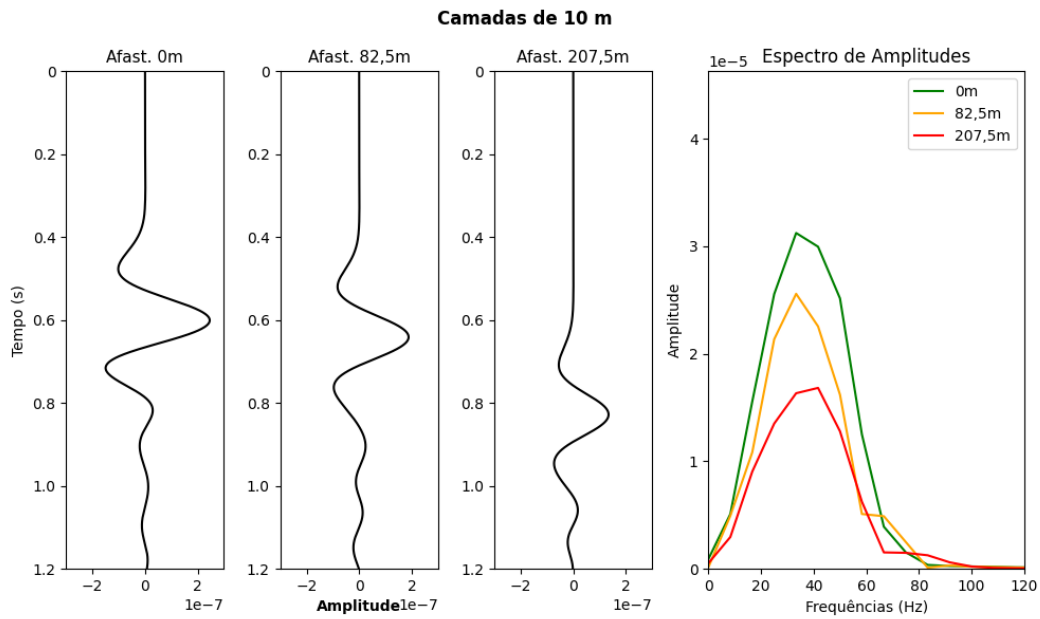


Figura 56 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 10 m de espessura.

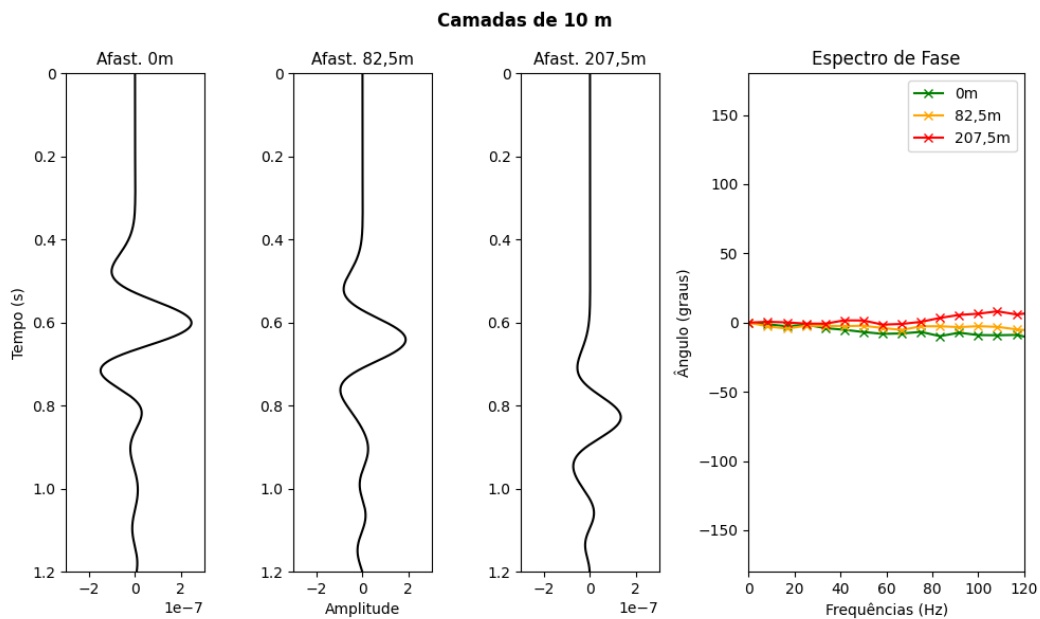


Figura 57 – Espectro de Fase para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 10 m de espessura.

Os espectros de amplitude indicam, de maneira ainda mais enfática, a estabilidade do comportamento dos traços sísmicos. Para as espessuras de 2,5, 5, 7,5 e 10 metros, nenhuma mudança significativa pode ser apontada, com amplitude máxima para todos os casos próxima a 34 Hz. Reverberações passam a ser observadas a partir da espessura de 15 metros, acompanhando pequenas diminuições nas amplitudes dos traços.

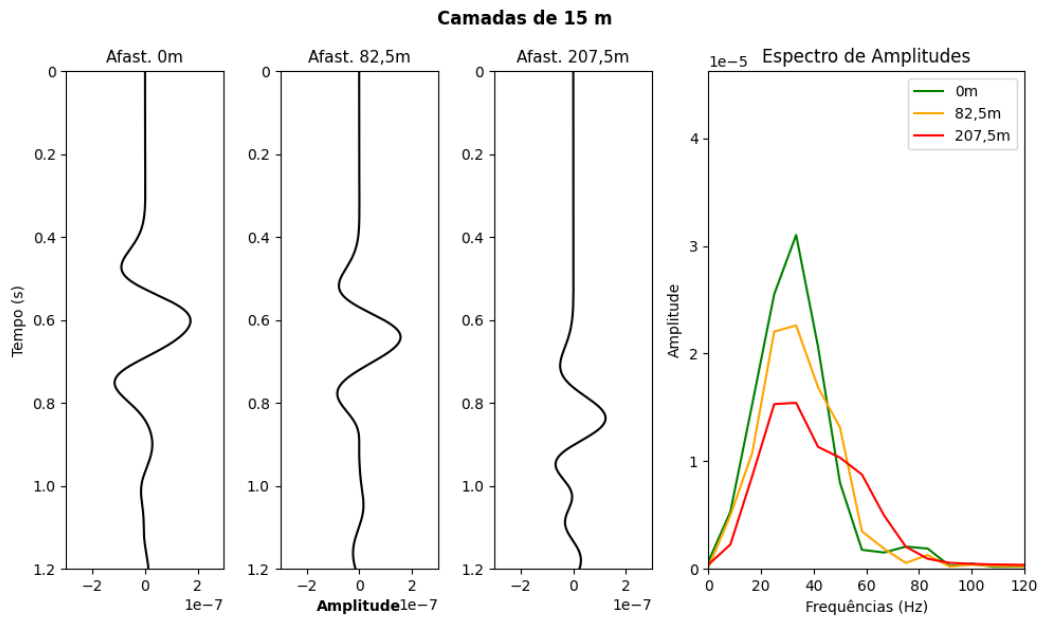


Figura 58 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 15 m de espessura.

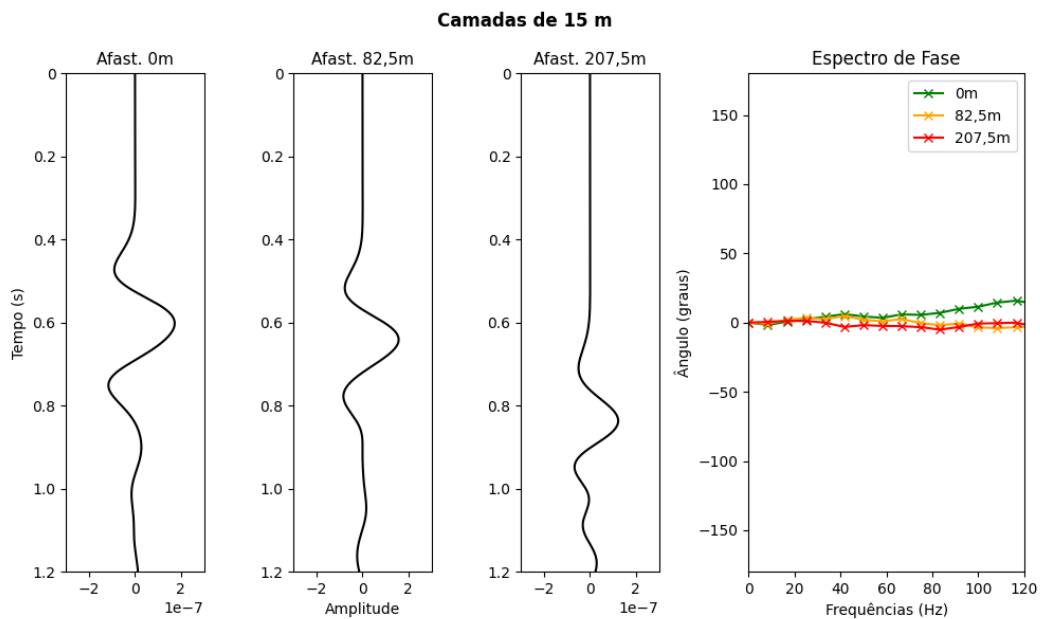


Figura 59 – Espectro de Fase para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 15 m de espessura.

Os traços selecionados para os diversos afastamentos indicam que os contextos com anisotropia média a forte são os mais favoráveis a alterações na fase e amplitude dos sinais, indicando-se entretanto que estas tendem a ocorrer apenas para as maiores espessuras e afastamentos. A ocorrência de reverberações parece ser um importante componente dentro desta dinâmica, contribuindo com a diminuição da amplitude, bem como causando deformações no registro da onda compressional.

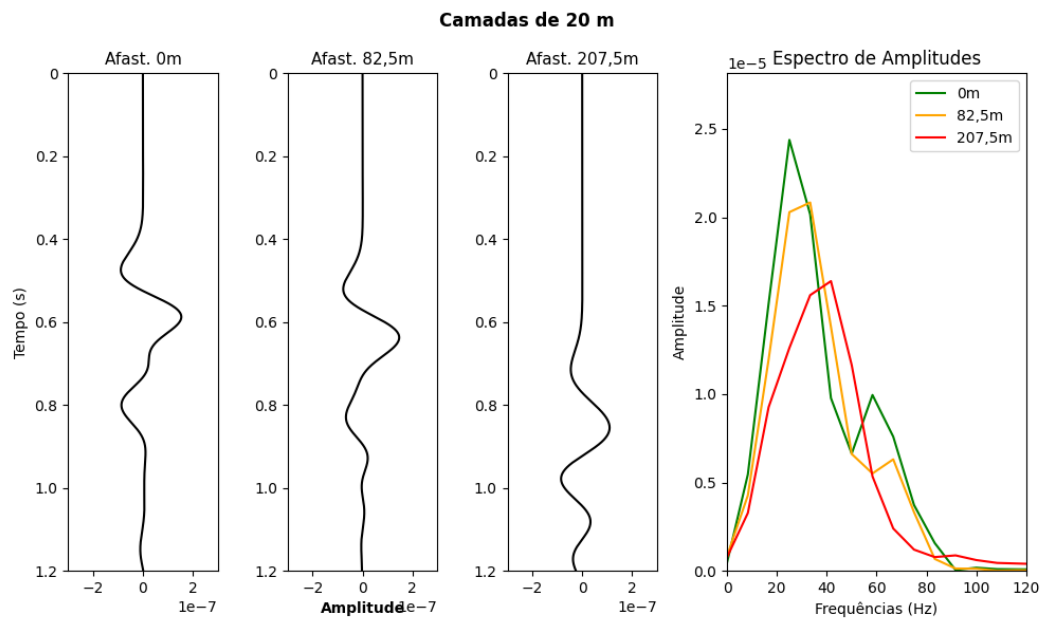


Figura 60 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 20 m de espessura.

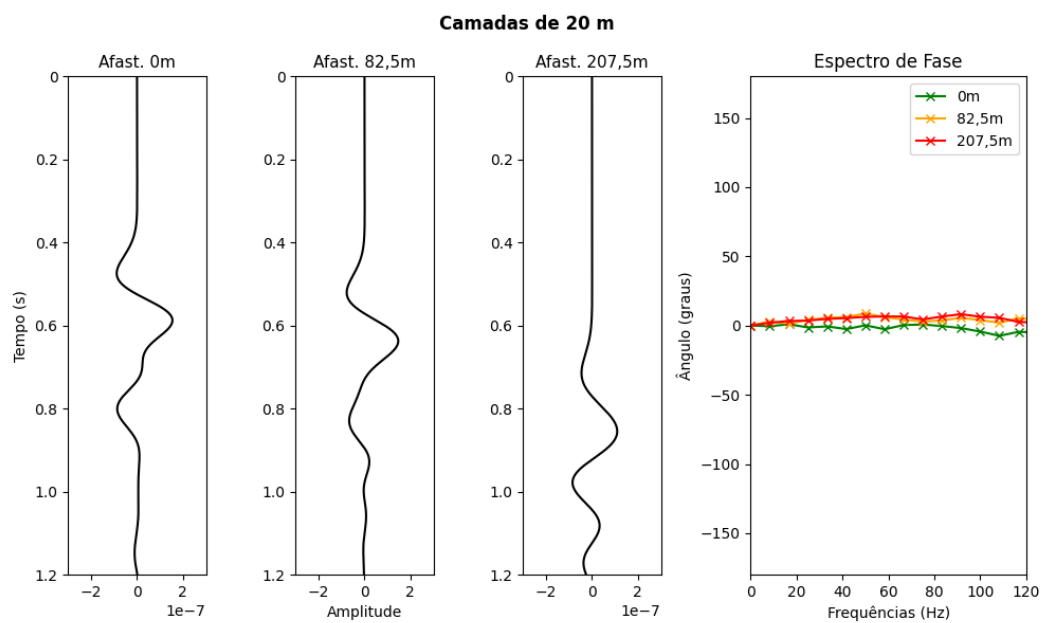


Figura 61 – Espectro de Fase para Intercalação entre Dolomita e Argilito para Camadas de 20 m de espessura.

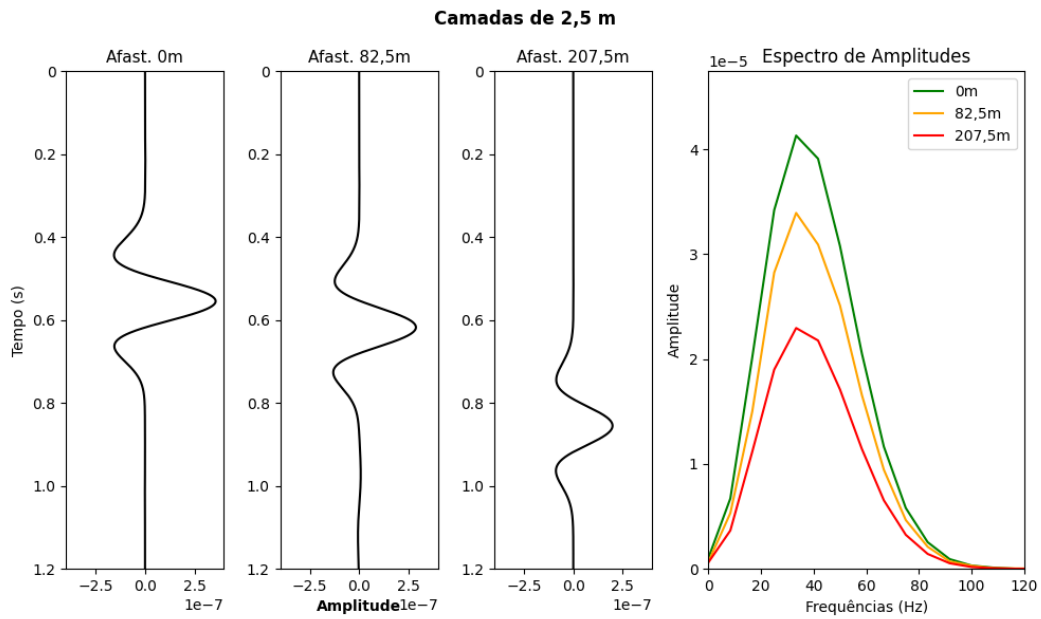


Figura 62 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 2,5 m de espessura.

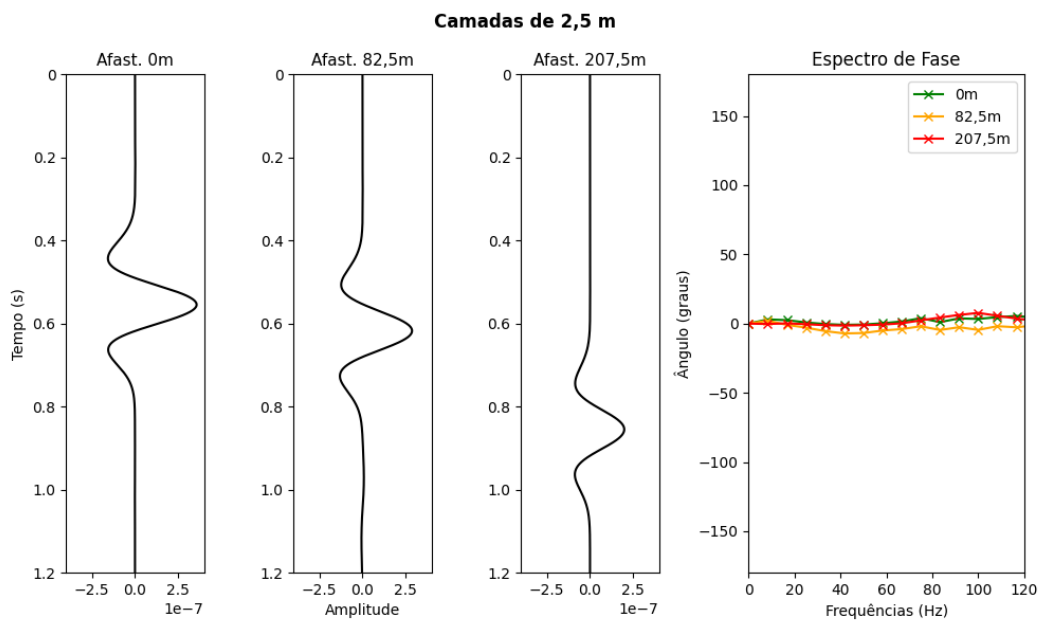


Figura 63 – Espectro de Fase para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 2,5 m de espessura.

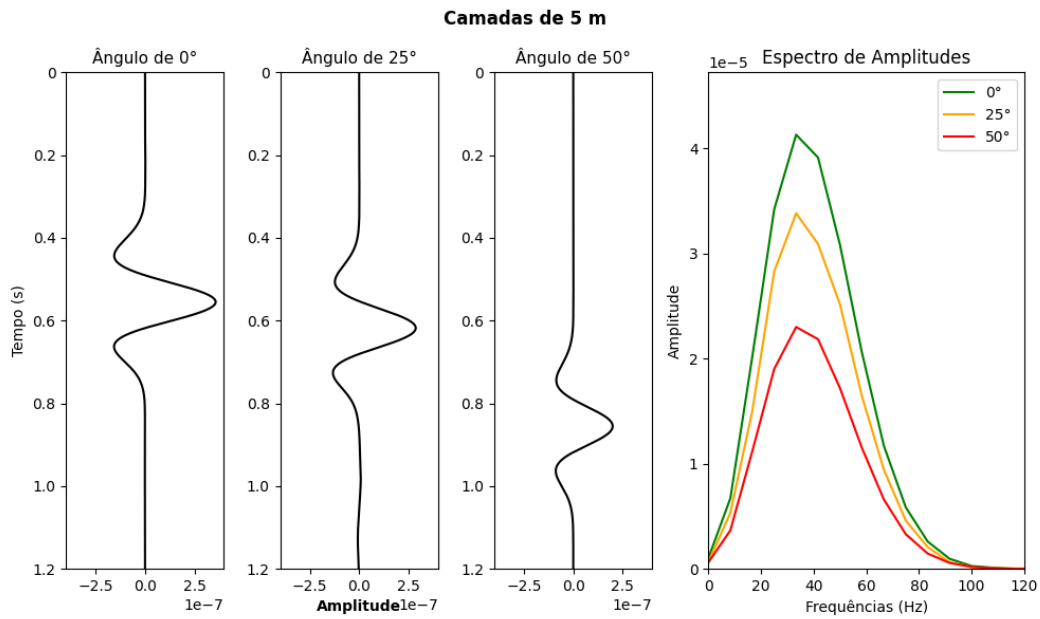


Figura 64 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 5 m de espessura.

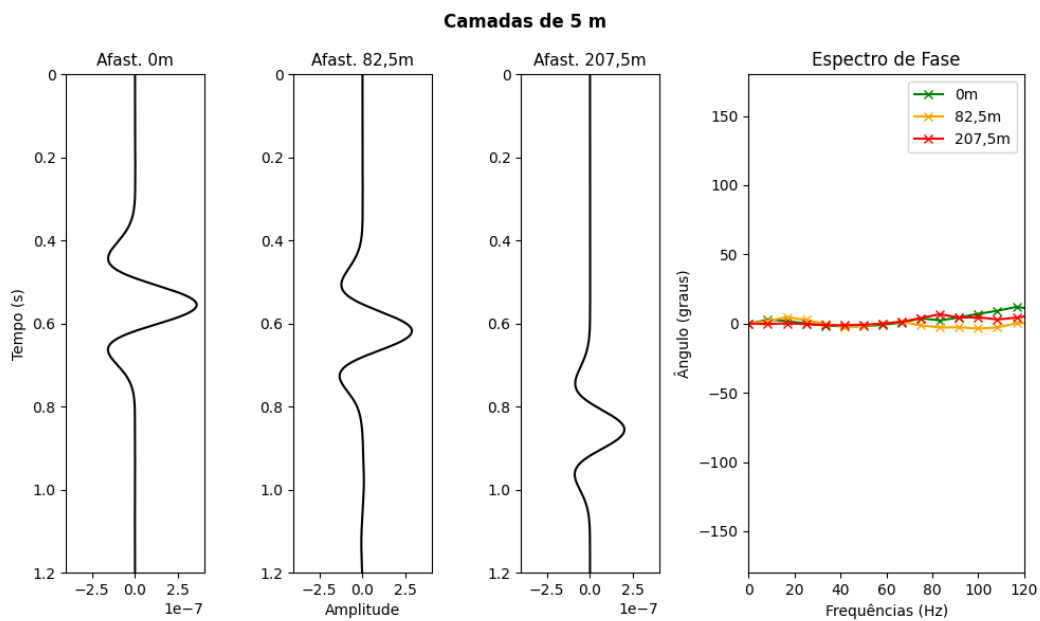


Figura 65 – Espectro de Fase para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 5 m de espessura.



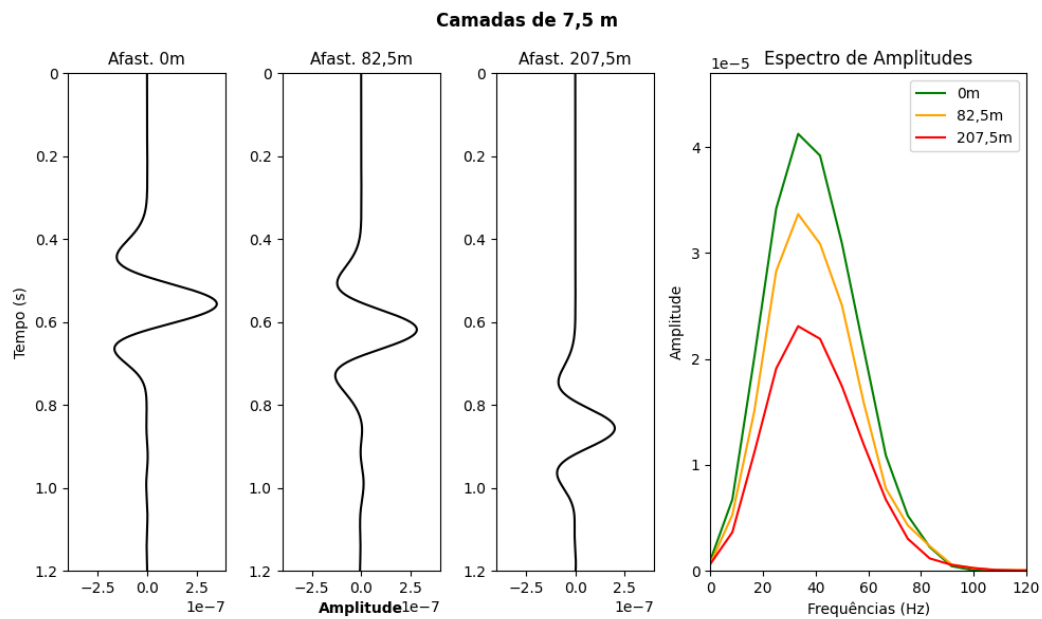


Figura 66 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 7,5 m de espessura.

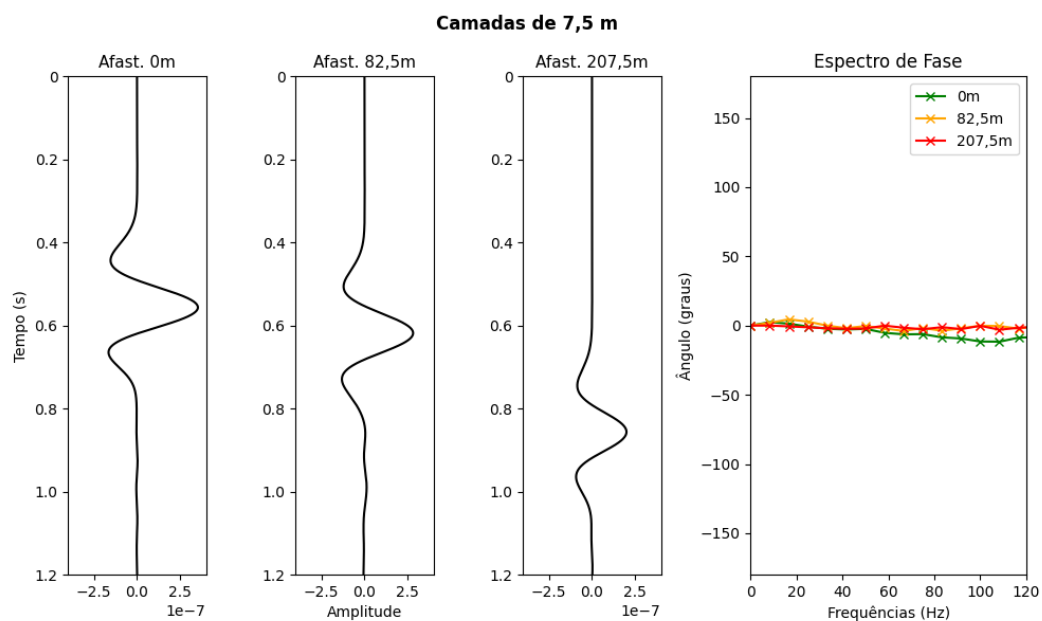


Figura 67 – Espectro de Fase para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 7,5 m de espessura.

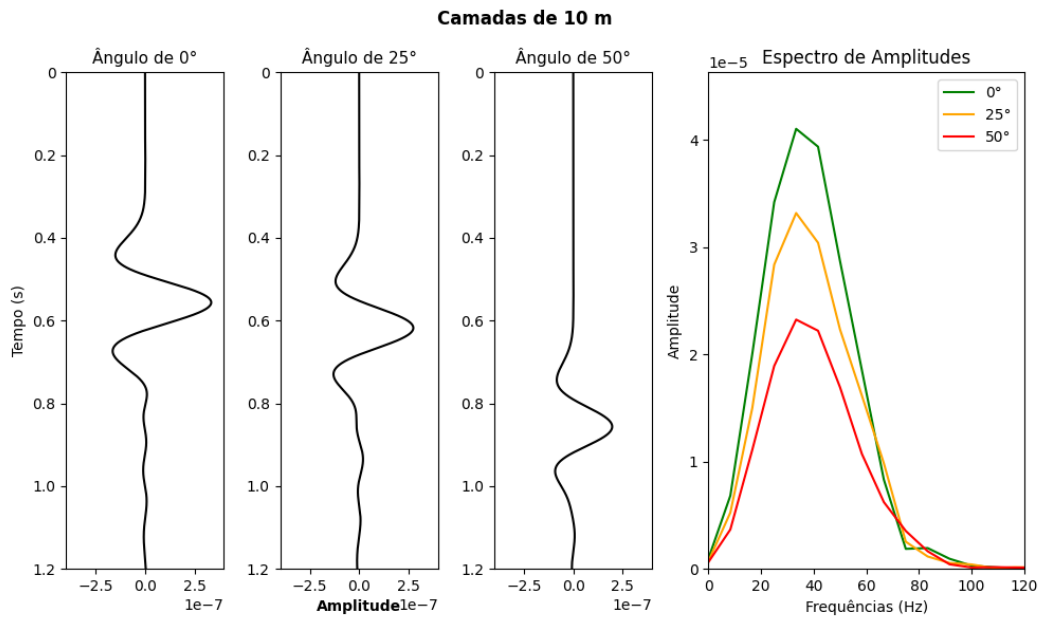


Figura 68 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 10 m de espessura.

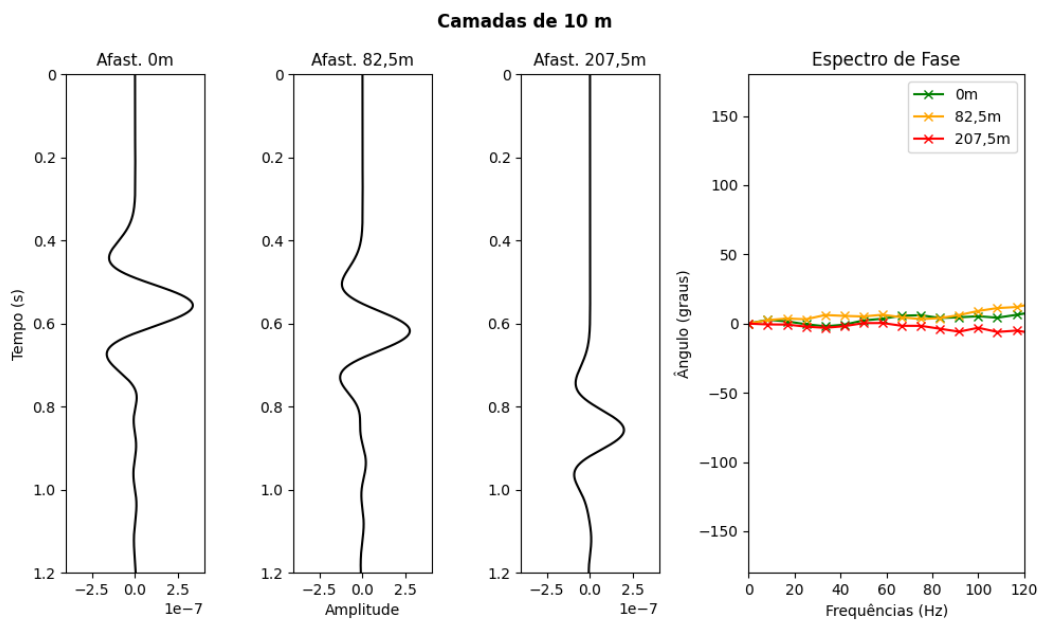


Figura 69 – Espectro de Fase para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 10 m de espessura.

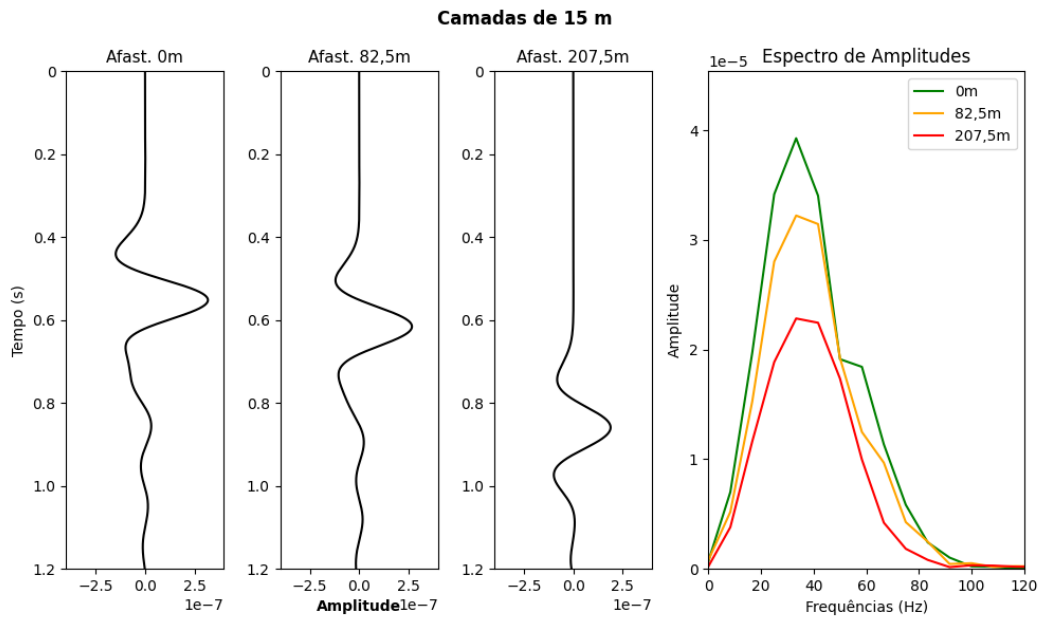


Figura 70 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 15 m de espessura.

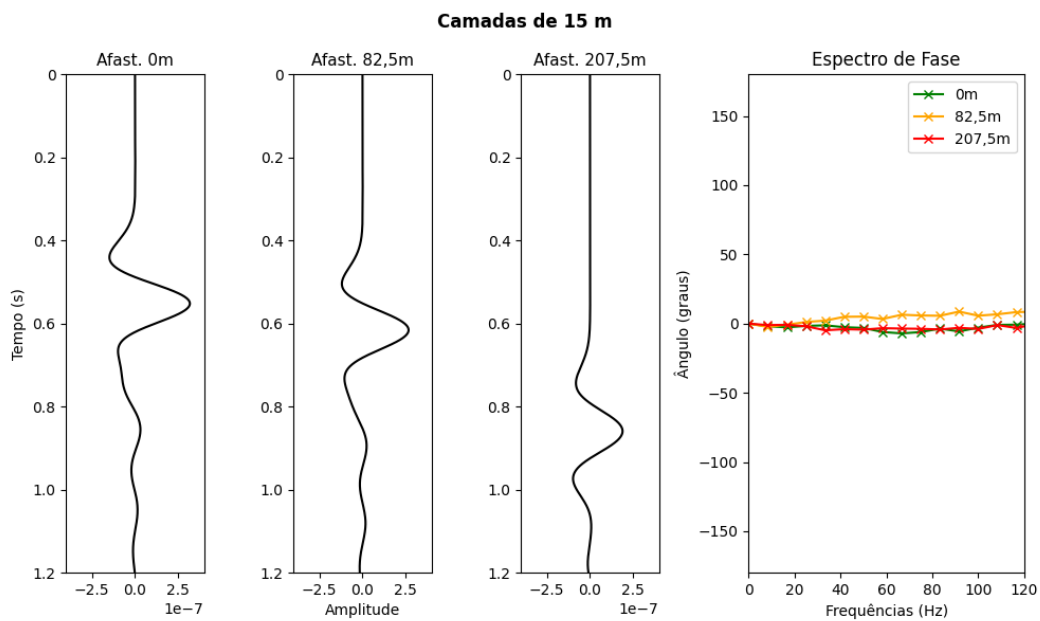


Figura 71 – Espectro de Fase para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 15 m de espessura.

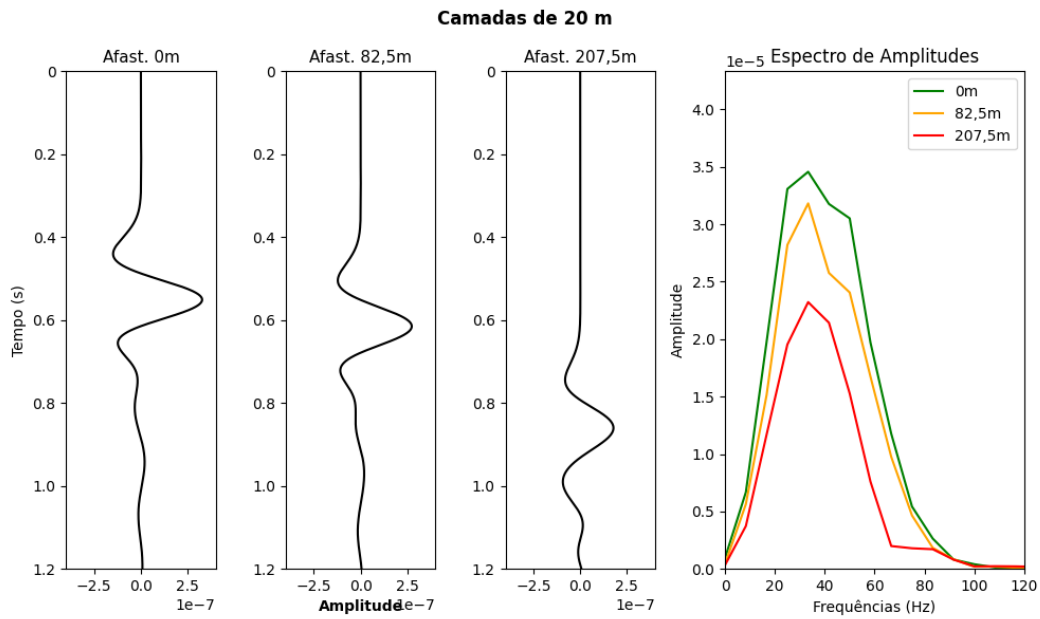


Figura 72 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 20 m de espessura.

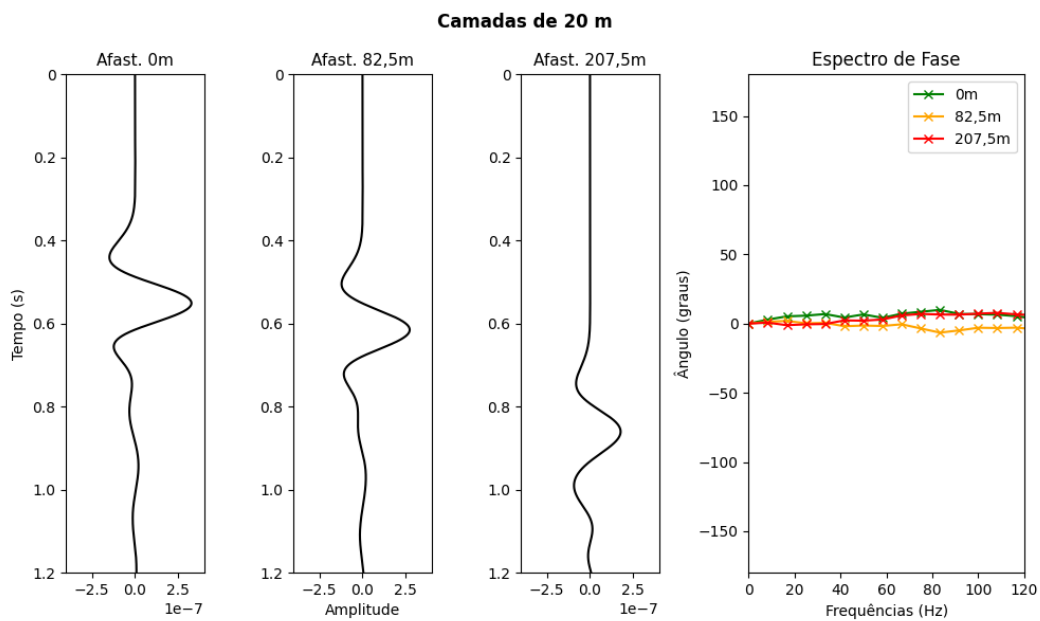


Figura 73 – Espectro de Fase para Intercalação entre Arenito e Folhelho para Camadas de 20 m de espessura.

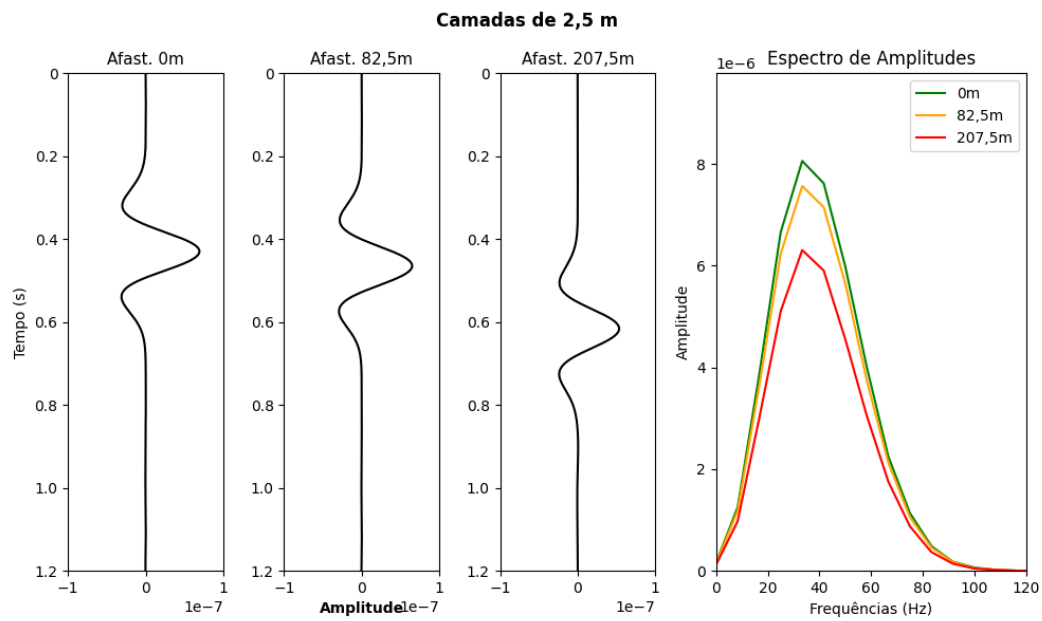


Figura 74 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 2,5 m de espessura.

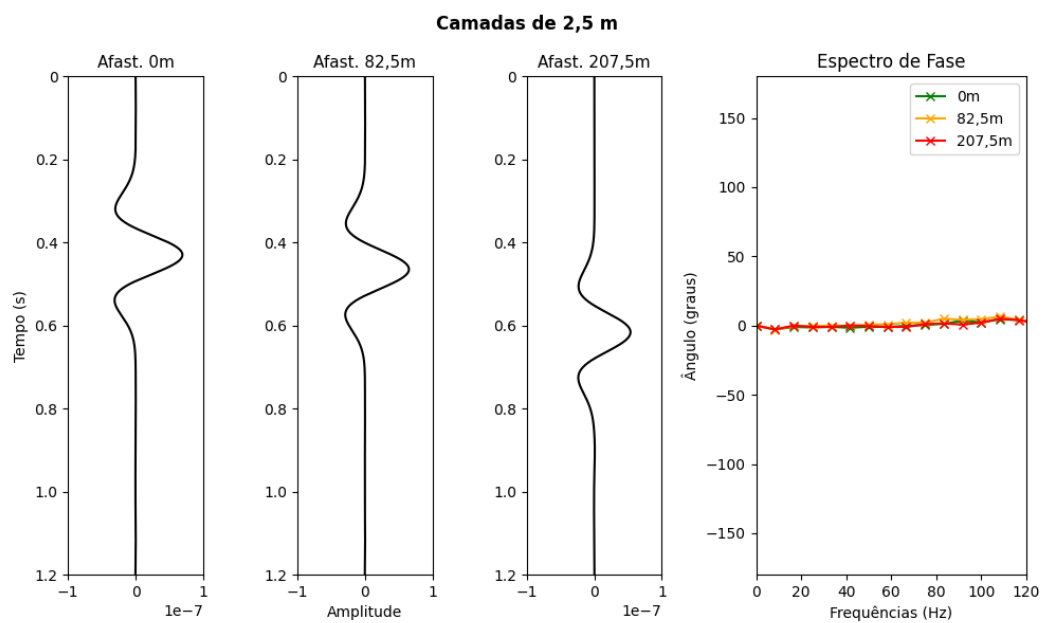


Figura 75 – Espectro de Fase para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 2,5 m de espessura.

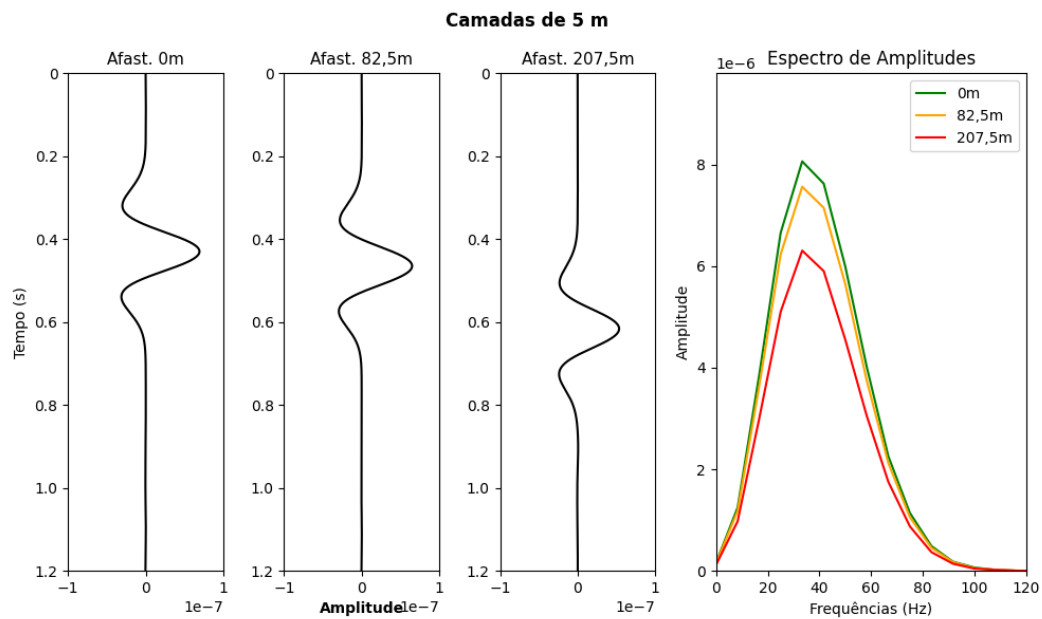


Figura 76 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 5 m de espessura.

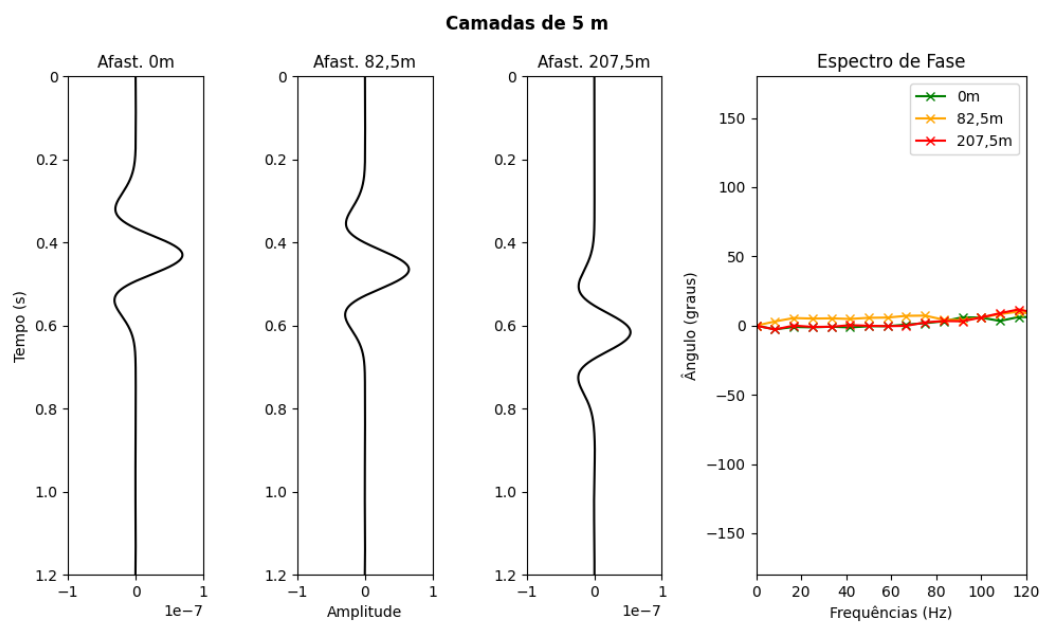


Figura 77 – Espectro de Fase para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 5 m de espessura.

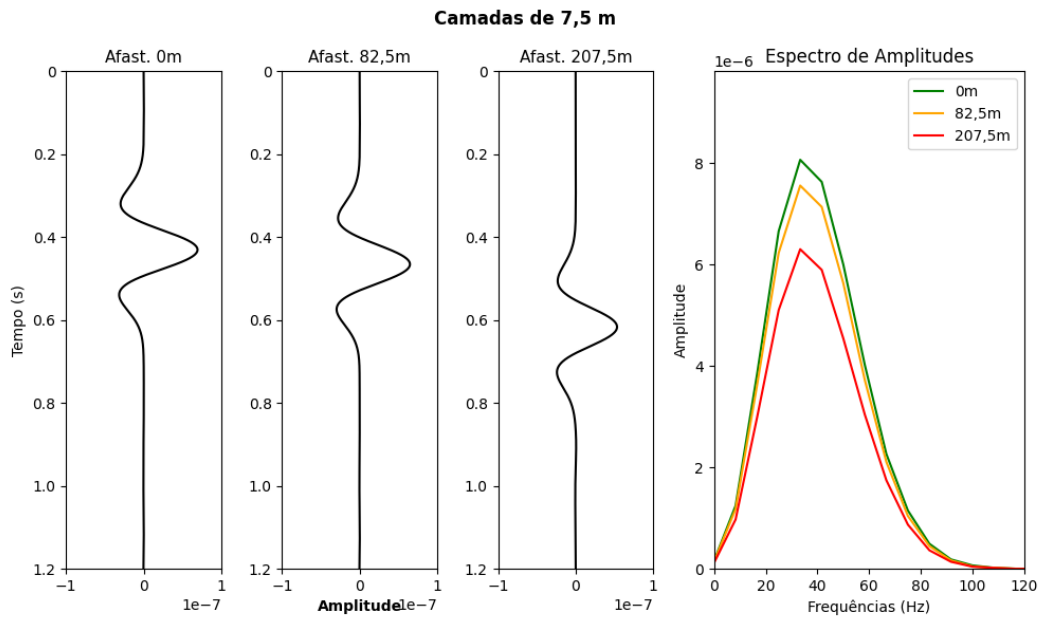


Figura 78 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 7,5 m de espessura.

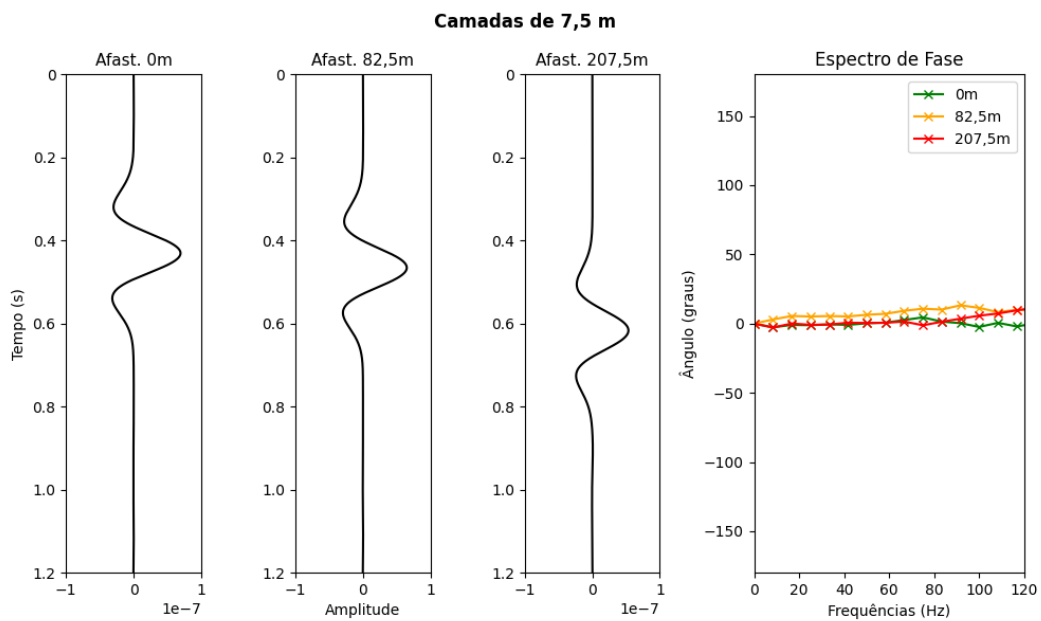


Figura 79 – Espectro de Fase para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 7,5 m de espessura.

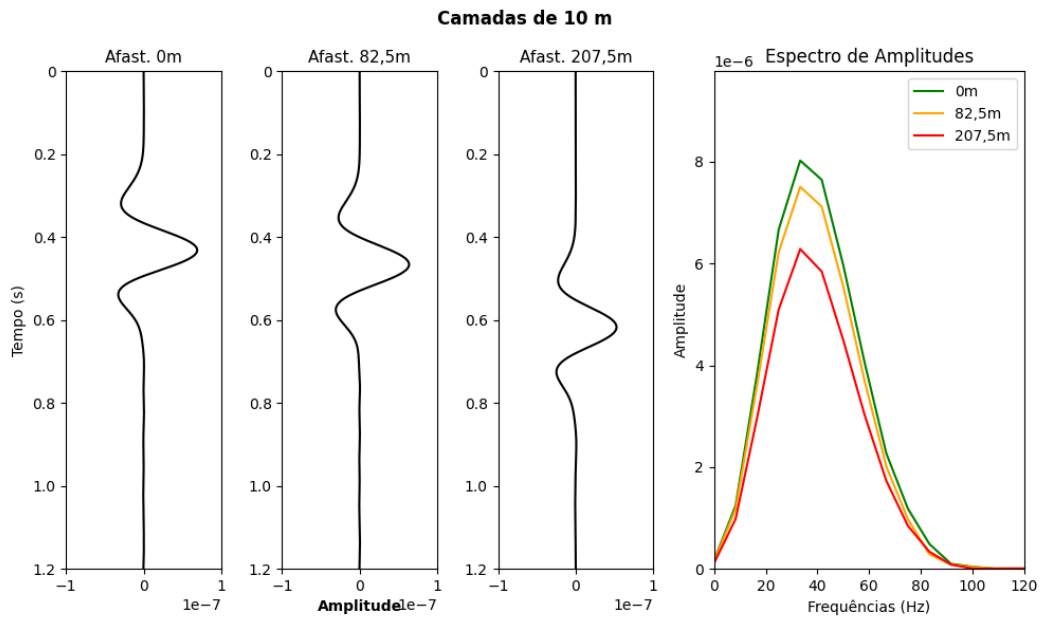


Figura 80 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 10 m de espessura.

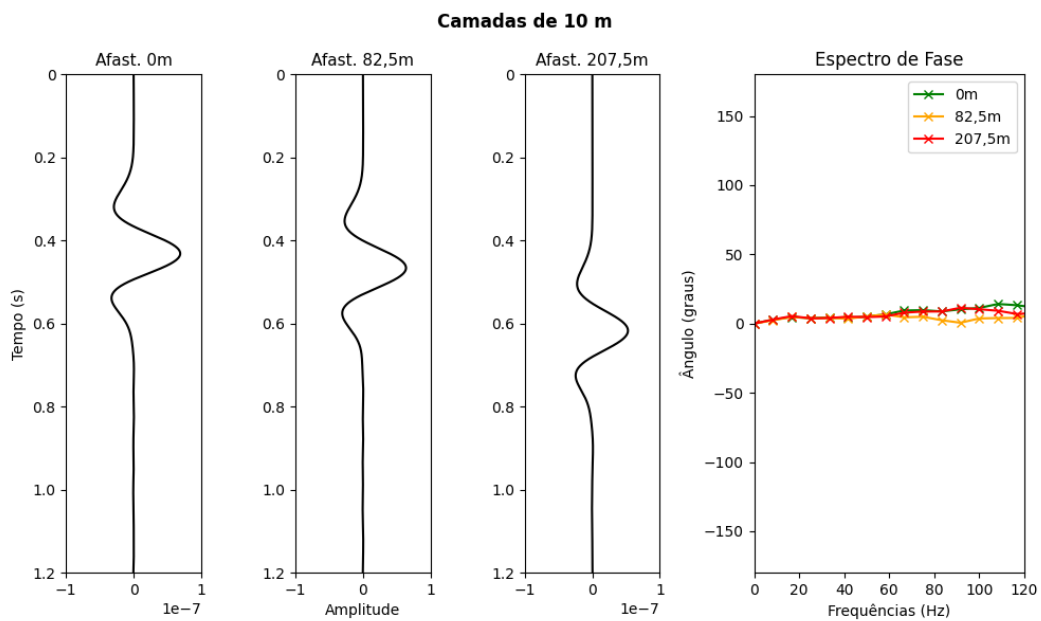


Figura 81 – Espectro de Fase para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 10 m de espessura.



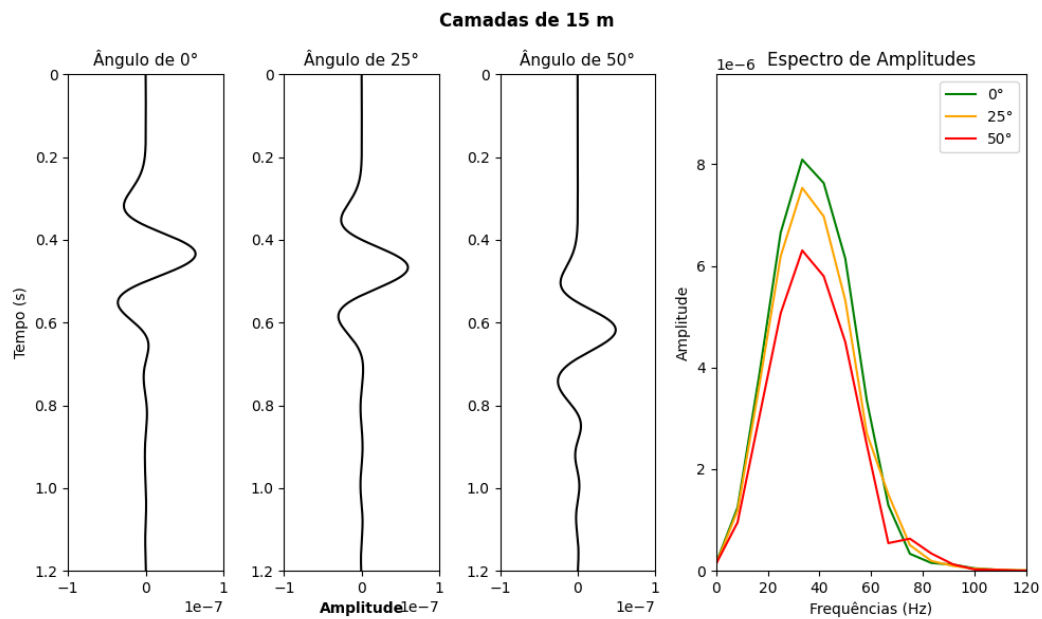


Figura 82 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 15 m de espessura.

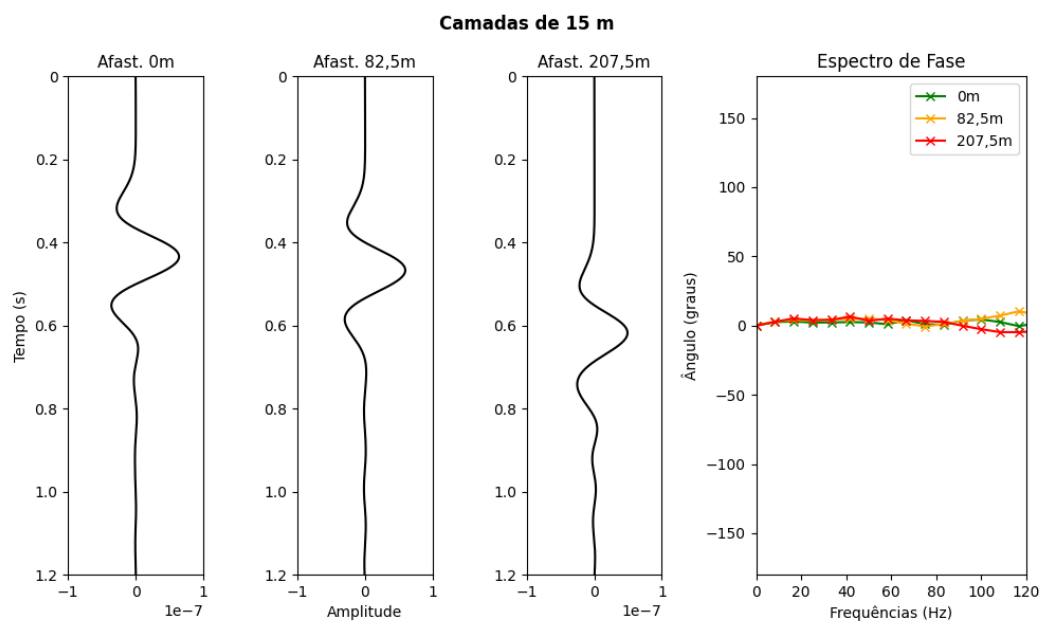


Figura 83 – Espectro de Fase para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 15 m de espessura.

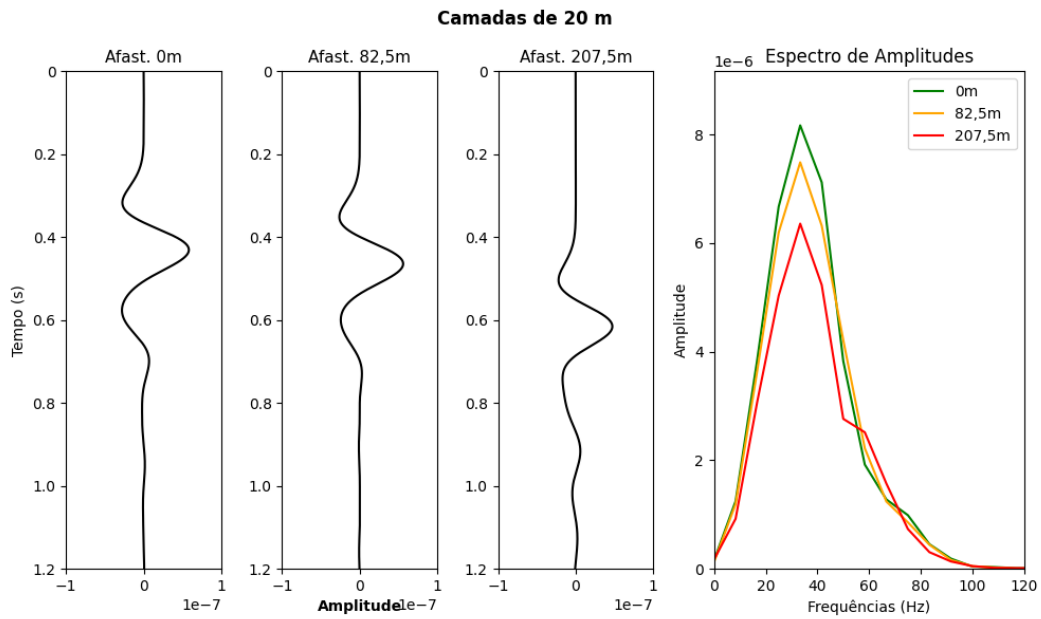


Figura 84 – Espectro de Amplitudes para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 20 m de espessura.

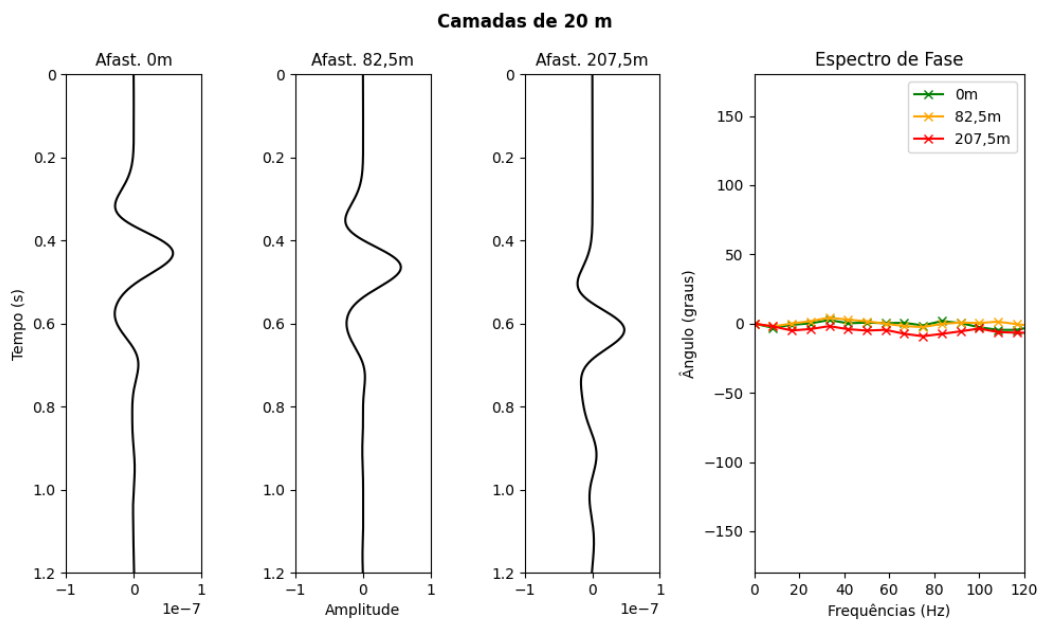


Figura 85 – Espectro de Fase para Intercalação entre Halita e HVS para Camadas de 20 m de espessura.

### 4.3 Modelagem dos Meios Efetivos

A seguir são apresentados os resultados obtidos a partir das modelagens de meios efetivos, organizados de forma correspondente àqueles apresentados para os meios intercalados. Tem-se assim os contextos envolvendo dolomita/argilito, arenito/folhelho e halita/HVS, representados pelos campos de pressão, sismogramas e espectros de amplitude e fase. Todos os meios efetivos consideram a proporção 50/50 para as litologias.

A figura 86 apresenta o campo de pressão obtido para o meio efetivo composto por dolomita e argilito, sendo possível destacar inicialmente a boa definição das feições correspondentes às ondas compressional e cisalhante. Indica-se também a morfologia do campo, característica de um meio com anisotropia média a forte. Interessante observar que para os presentes casos, não ocorrem reverberações, já que estas são originadas pela sucessão de camadas, inexistentes aqui.

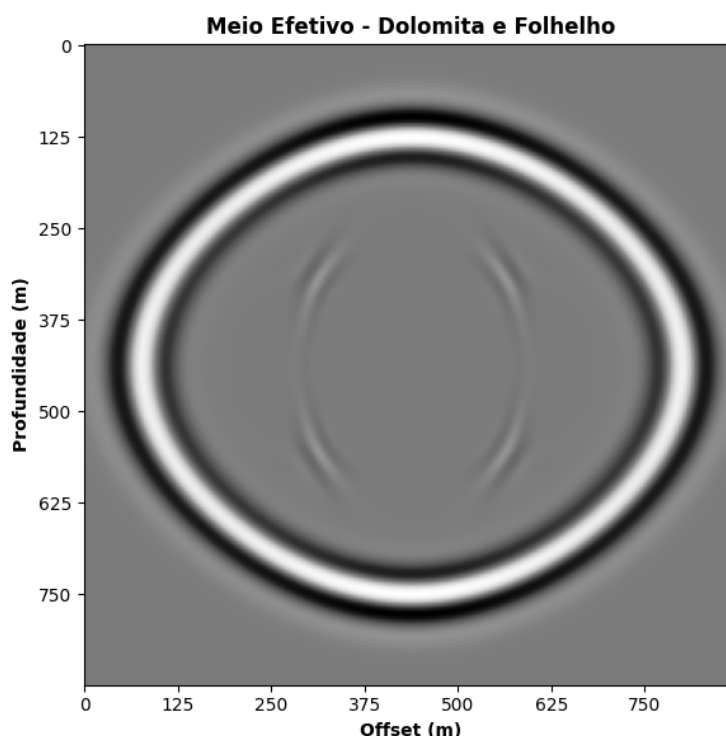


Figura 86 – Campo de Pressão para Meio Efetivo formado por Folhelho e Argilito.

O sismograma correspondente à modelagem para dolomita e argilito é apresentado na figura 87, sendo possível destacar a presença dos registros correspondentes às ondas qP e qS, de acordo com o observado no campo de pressão.

Para a onda compressional, tem-se as maiores amplitudes localizadas nos receptores com afastamentos mais curtos, com gradual redução para os *offsets* mais longos. O caráter de boa visibilidade da onda cisalhante é um indicativo positivo para anisotropias de grau médio/forte.

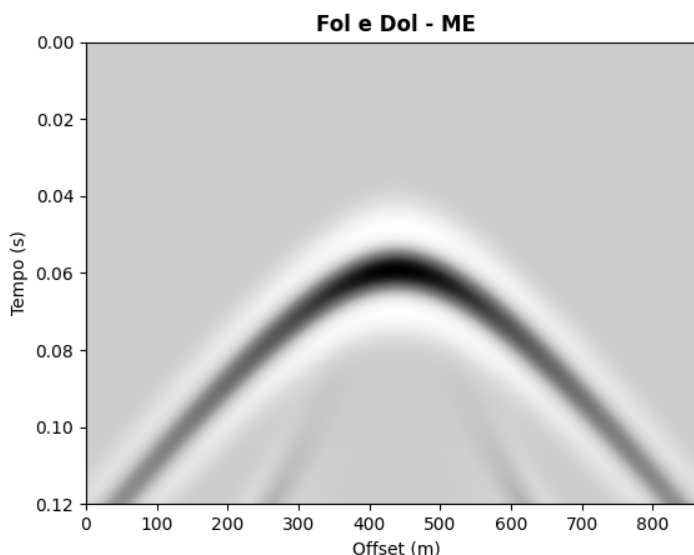


Figura 87 – Sismograma do Meio Efetivo formado por Argilito e Dolomita.

Os espectros de amplitude e fase são apresentados nas figuras 88 e 89, apresentando também os traços selecionados a partir dos sismogramas para os afastamentos de 0, 82,5 e 207,5 metros. Com relação ao espectro de amplitude, pode-se observar que para os traços relativos a 0 e 82,5 metros, a amplitude máxima é de aproximadamente 34 Hz, igual à observada para os meios intercalados, com alteração para o traço correspondente a 207,5 metros, onde a amplitude máxima oscila até perto de 42 Hz.

O espectro de fases para o contexto dolomita/argilito apresenta um comportamento bastante regular, indicando que dentro do limite de frequências padrão, até 60 Hz, o sinal dispõe de fase próxima a zero para todos os traços. Estes resultados apontam então para uma boa correspondência em termos de amplitude e fase para o meio efetivo e para meios intercalados com camadas mais delgadas. Tal correlação passa a ser problemática para os casos com camadas mais espessas, onde ocorrem reverberações significativas.

Os resultados para modelagem de meio efetivo composto por arenito e folhelho são apresentados nas figuras 90 a 93. O campo de pressão correspondente pode

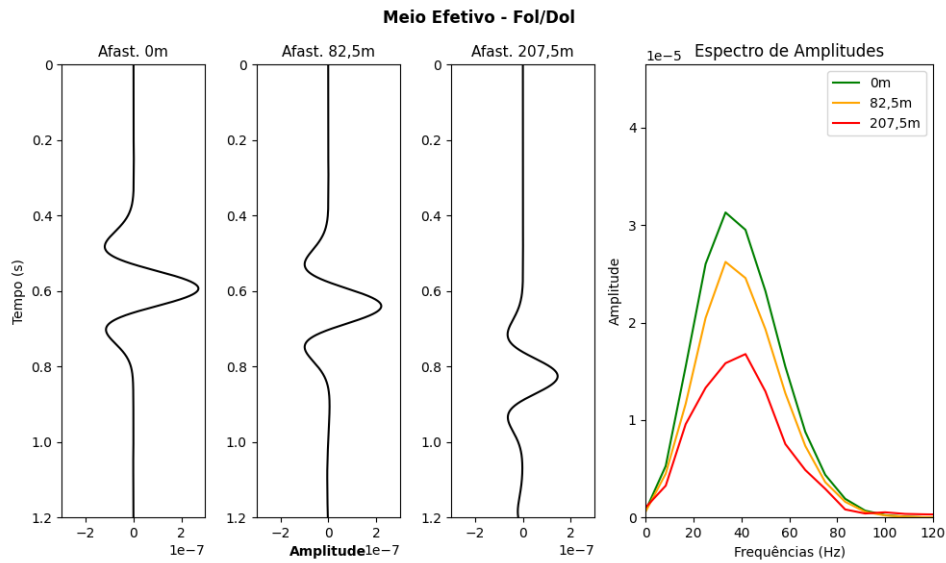


Figura 88 – Espectro de Amplitude para Meio Efetivo formado por Argilito e Dolomita.

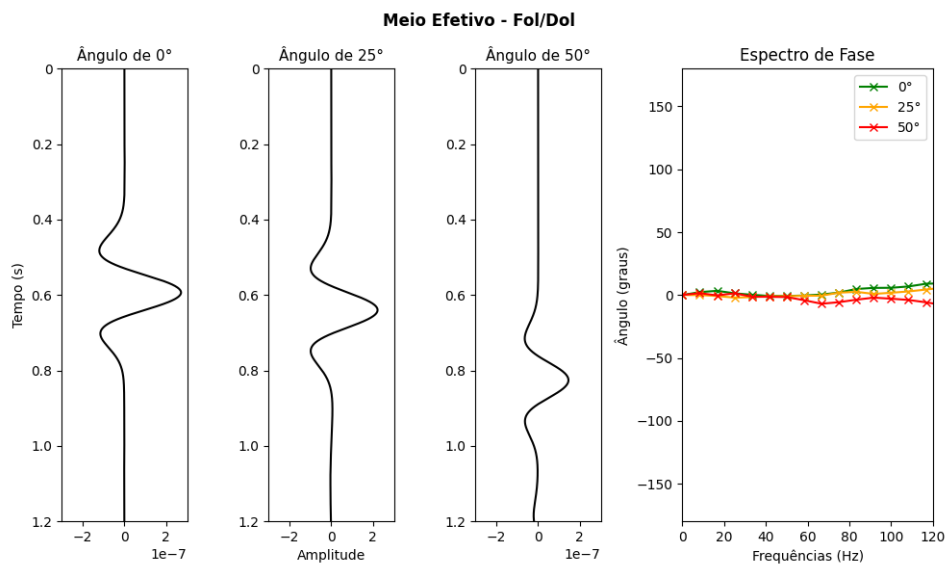


Figura 89 – Espectro de Fase para Meio Efetivo formado por Argilito e Dolomita.

ser visto na figura 90, onde podem ser vistas as feições correspondentes às ondas compressional e cisalhante. Conforme disposto em outros exemplos, a morfologia dos campos indica a ocorrência de anisotropia com grau médio/forte.

Na continuidade da análise, tem-se na figura 91 a apresentação do sismograma correspondente ao meio efetivo para arenito e folhelho, onde podem ser vistos os registros das ondas qP e qS, de acordo com as observações iniciais empreendidas no campo de pressão. É interessante observar que a onda cisalhante possui amplitude relativamente mais tênue, podendo-se sugerir que tal constatação é aderente ao fato de que o presente contexto apresenta anisotropia sensivelmente mais fraca do que o

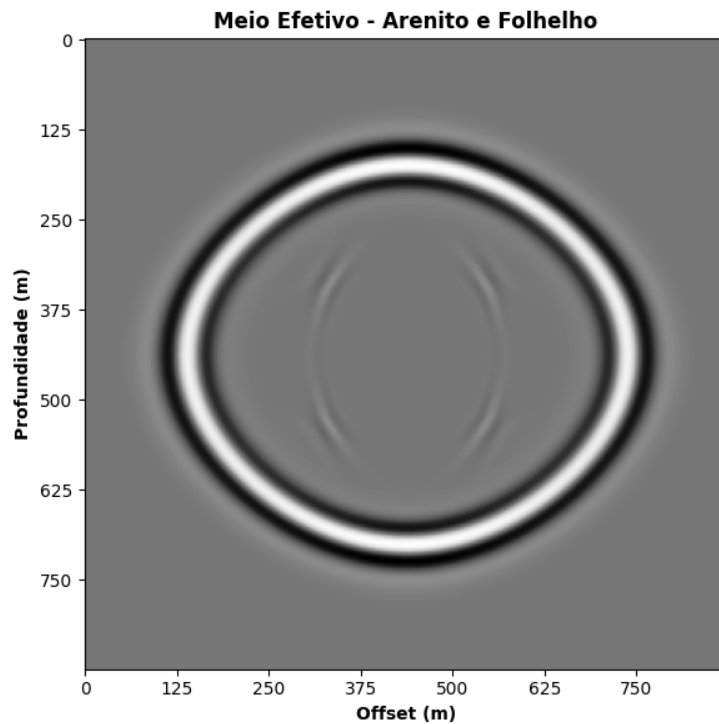


Figura 90 – Campo de Pressão para Meio Efetivo formado por Arenito e Folhelho.

exemplo pretérito.

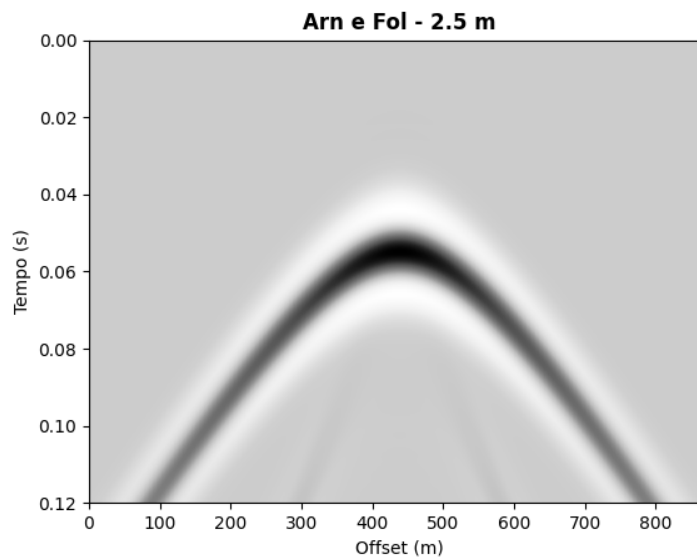


Figura 91 – Sismograma do Meio Efetivo formado por Arenito e Folhelho.

Os espectros de amplitude e fase para a modelagem arenito/folhelho indicam que os três traços selecionados apresentam frequência de pico próximo a 34 Hz, com redução da amplitude para os maiores ângulos, que correspondem também aos maiores afastamentos (Figuras 92 e 93). Observa-se ainda que os traços apresentam

fases próximas a zero em todo o intervalo principal de frequências, com sutil oscilação do sinal relativo ao afastamento de 82,5 metros.

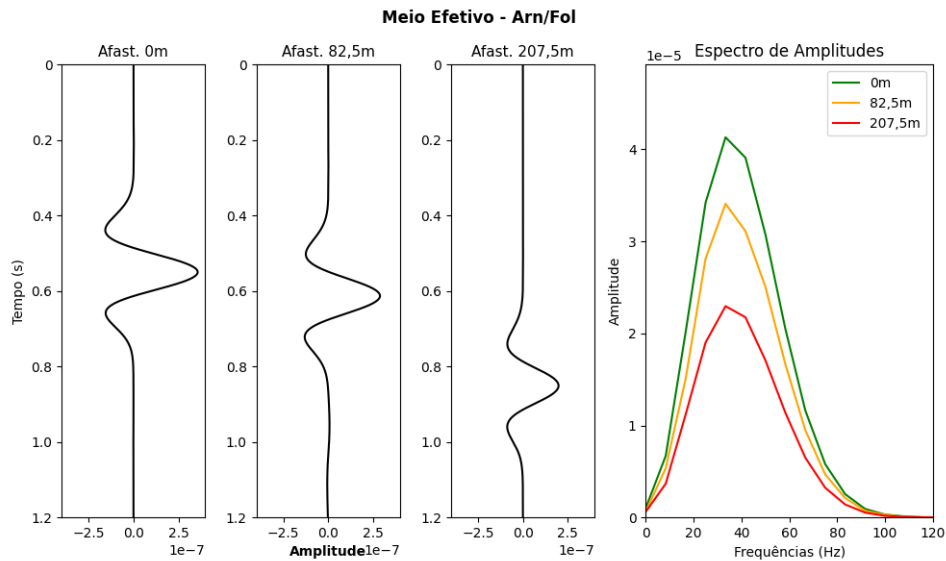


Figura 92 – Espectro de Amplitude para Meio Efetivo formado por Arenito e Folhelho.

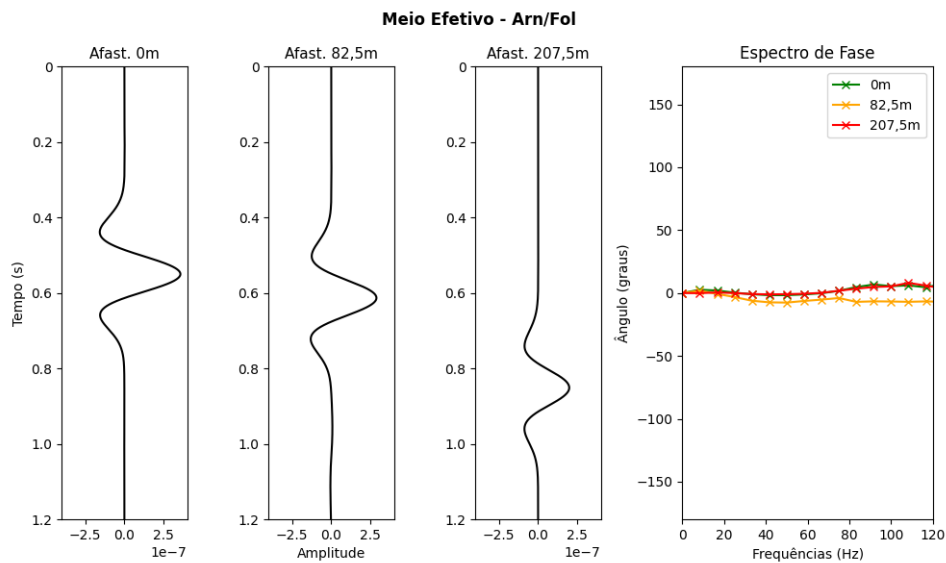


Figura 93 – Espectro de Fase para Meio Efetivo formado por Arenito e Folhelho.

A seguir são apresentados os resultados obtidos para a modelagem de meio efetivo composto por iguais proporções de halita e sal de alta velocidade (HVS). Inicialmente, a figura 94 corresponde a um *snapshot* do campo de pressão gerado, onde pode ser observado apenas o registro relativo à onda compressional, bem como a morfologia quase circular da frente de onda. Tais pontos adéquam-se à anisotropia fraca estimada para o referido meio a partir das formulações de Backus, sugerindo assim que os parâmetros originais das litologias não foram capazes de gerar uma anisotropia destacada.

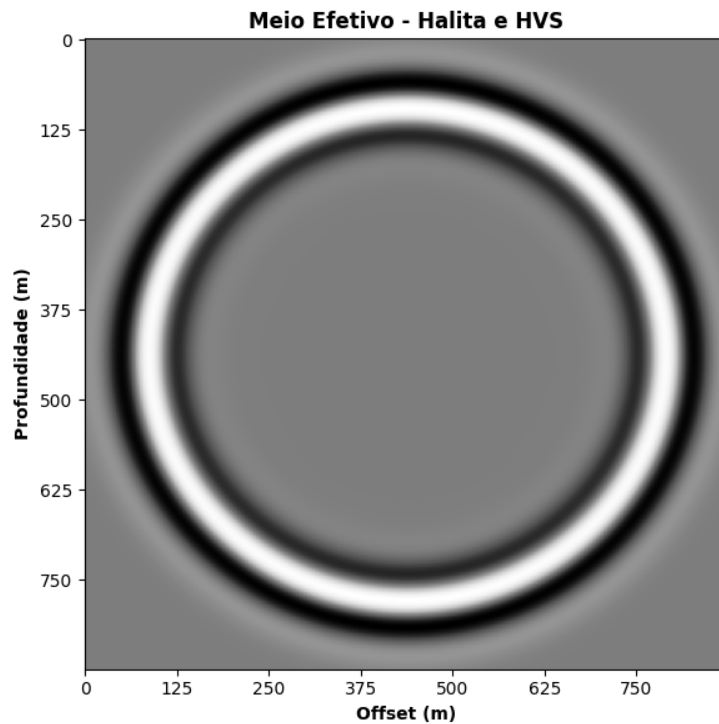


Figura 94 – Campo de Pressão para Meio Efetivo formado por Halita e HVS.

O sismograma relativo ao caso halita/HVS, apresentado na figura 95, ratifica as observações feitas acima, permitindo a identificação apenas do registro correspondente à onda qP. À semelhança dos demais casos, pode ser observada a variação nas amplitudes dos traços, com maiores valores posicionados nos afastamentos mais curtos, com gradual redução em sentido aos *offsets* mais distantes da fonte.

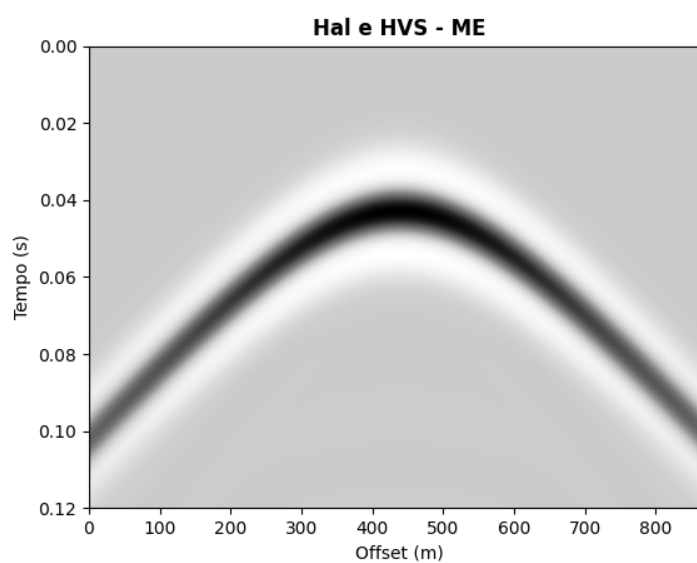


Figura 95 – Sismograma do Meio Efetivo formado por Halita e HVS.



Por fim, nas figuras 96 e 97, são apresentados os espectros de amplitude e fase para os traços selecionados do meio efetivo analisado. Semelhantemente ao observado para os contextos anteriores, tem-se no espectro de amplitudes a indicação contínua da frequência de pico próxima a 34 Hz, bem como as variações nas amplitudes em função do afastamento. O espectro de fase revela o presente caso como aquele onde a fase do sinal manteve-se mais próxima do valor de  $0^\circ$ , sem variações relacionadas ao ângulo de incidência.

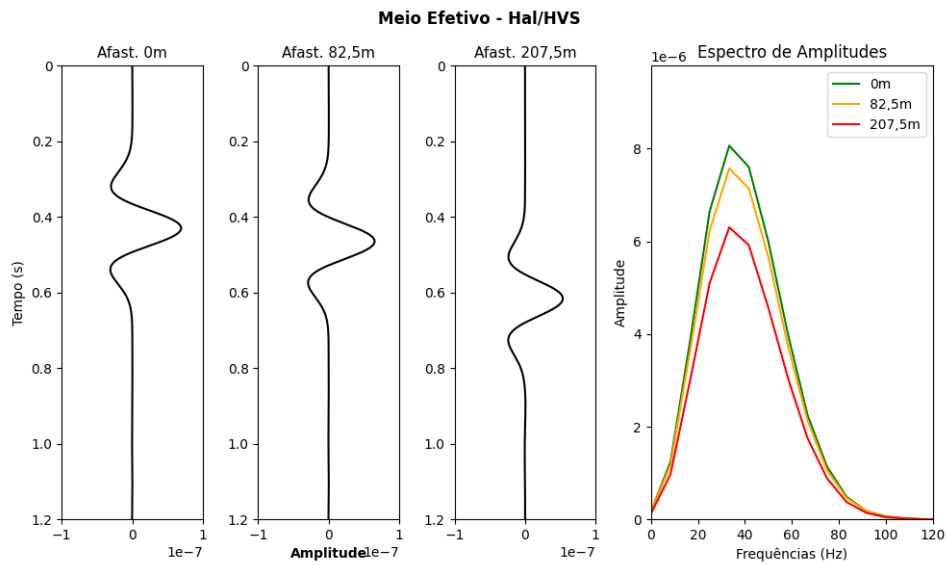


Figura 96 – Espectro de Amplitude para Meio Efetivo formado por Halita e HVS.

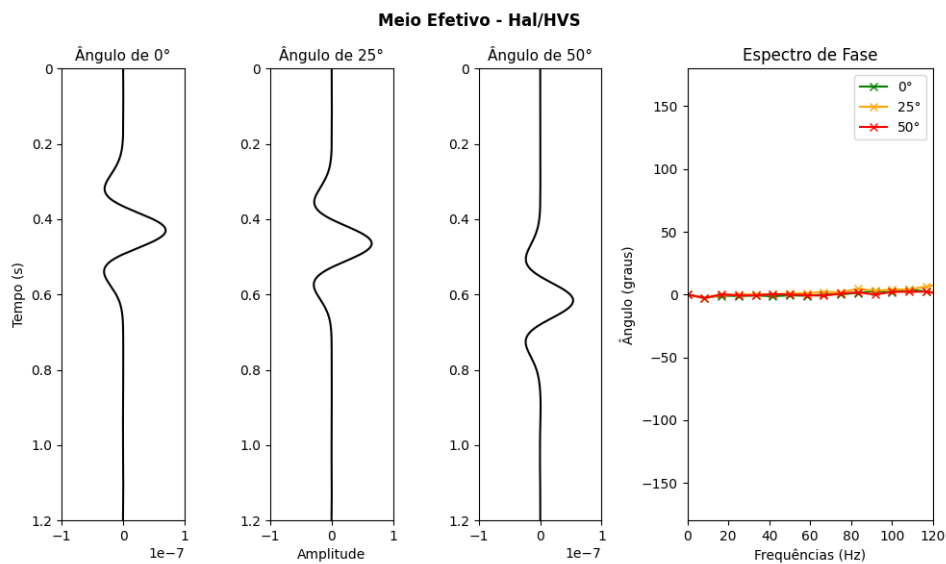


Figura 97 – Espectro de Fase para Meio Efetivo formado por Halita e HVS.

## 4.4 Meios Efetivos vs Meios Intercalados

Nesta seção os resultados das modelagens efetuadas sobre os meios intercalados e efetivos são colocados lado a lado, permitindo a avaliação das possíveis similaridades e diferenças entre eles. Os campos de pressão e sismogramas dos meios intercalados são sempre referentes aos exemplos com espessuras de 2,5 metros para as camadas, pois conforme pôde ser visto no tópico anterior, camadas espessas permitem a geração de reverberações, não existentes para os meios efetivos.

### 4.4.1 Análise Cinemática

Este tópico é iniciado com a apresentação dos campos de pressão e sismogramas para as modelagens envolvendo halita e sal de alta velocidade (HVS), conforme pode ser visto nas figuras 98 e 99. Nas referidas imagens são apresentados os resultados obtidos para meio intercalado e efetivo, além da apresentação de um traço selecionado do sismograma, permitindo uma observação mais detalhada.

Para o caso halita/HVS a anisotropia gerada pelas intercalações, bem como estimada pelas formulações analíticas apresenta valores relativos a uma anisotropia fraca, próxima a 3%. Isto pode ser observado a partir das feições quase esféricas dos campos de pressão, que apresentam o eixo horizontal sutilmente maior que o eixo vertical (Figura 98).

Em virtude da fraca anisotropia, torna-se mais adequado ampliar a comparação por meio dos sismogramas, onde são apresentados também traços selecionados (Figura 99). Conforme é indicado nos traços destacados a partir dos sismogramas para meio intercalado e efetivo, tem-se o mesmo tempo de registro da onda compressional para ambos os casos (0,052 s), mostrando assim uma ótima correspondência entre as propagações empreendidas sobre os parâmetros efetivos estimados e sobre um meio efetivamente intercalado.

Em seguida, são apresentados os resultados para as modelagens a partir de meio intercalado composto por dolomita e argilito e para meio efetivo com parâmetros estimados a partir da mesma combinação litológica (Figuras 100 e 101). Sendo o argilito uma litologia isotrópica, tem-se que o efeito anisotrópico é restrito à classe

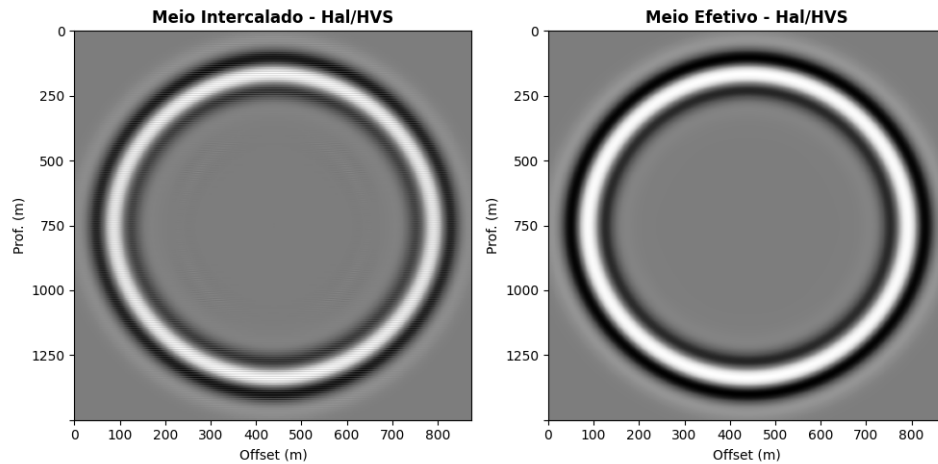


Figura 98 – Campos de pressão para Meio Intercalado e Meio Efetivo - Halita e HVS.

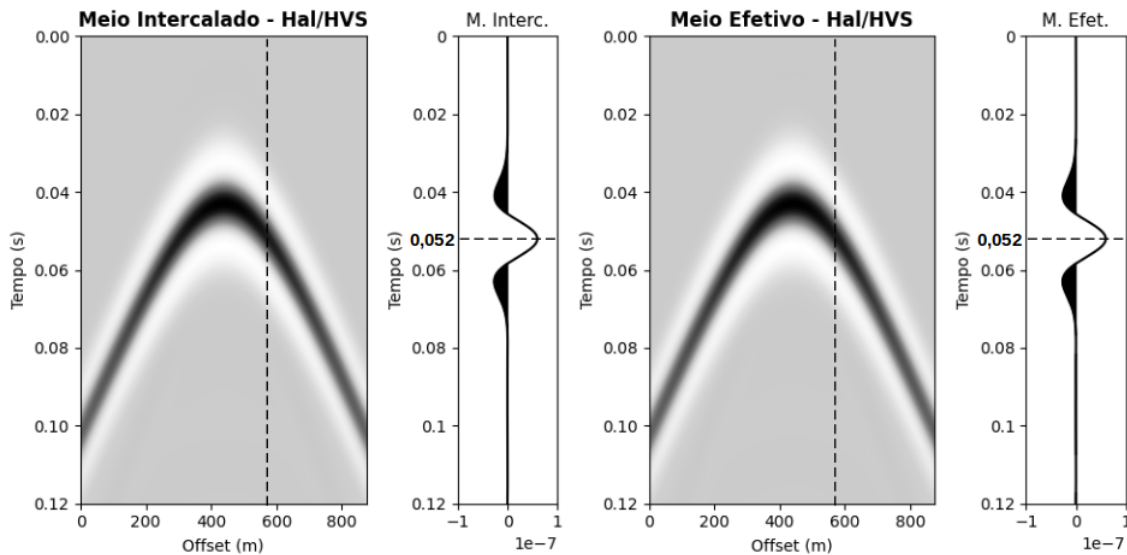


Figura 99 – Sismogramas para Meio Intercalado e Meio Efetivo - Halita e HVS.

extrínseca.

A visualização das morfologias dos dois campos de pressão apresentados na figura 100 sugerem que estes são equivalentes, com feições elipsoidais idênticas. Alguma diferença parece ser notada com relação à feição correspondente à onda qS, mas tal observação pode ser resultante de discrepâncias de amplitude, cujo registro no campo de pressão é desfavorecido no caso do meio intercalado.

Ampliando então a análise para os sismogramas (Figura 101) é possível confirmar a ótima correspondência entre os dados modelados a partir de distintos meios, entretanto com propriedades equivalentes. A partir do traço selecionado pode-se observar a conformidade perfeita para a onda compressional, bem como a correlação

plenamente satisfatória para a onda cisalhante, com diferença de apenas 1 ms. Tem-se assim a indicação de ótima correspondência cinemática entre os resultados obtidos a partir da modelagem em meio intercalado e da modelagem empreendida sobre o meio efetivo análogo.

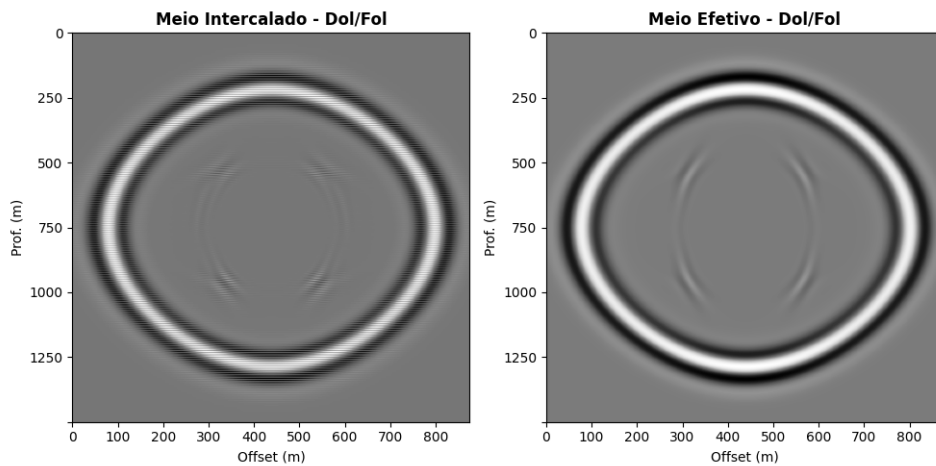


Figura 100 – Campos de pressão para Meio Intercalado e Meio Efetivo - Dolomita e Argilito.

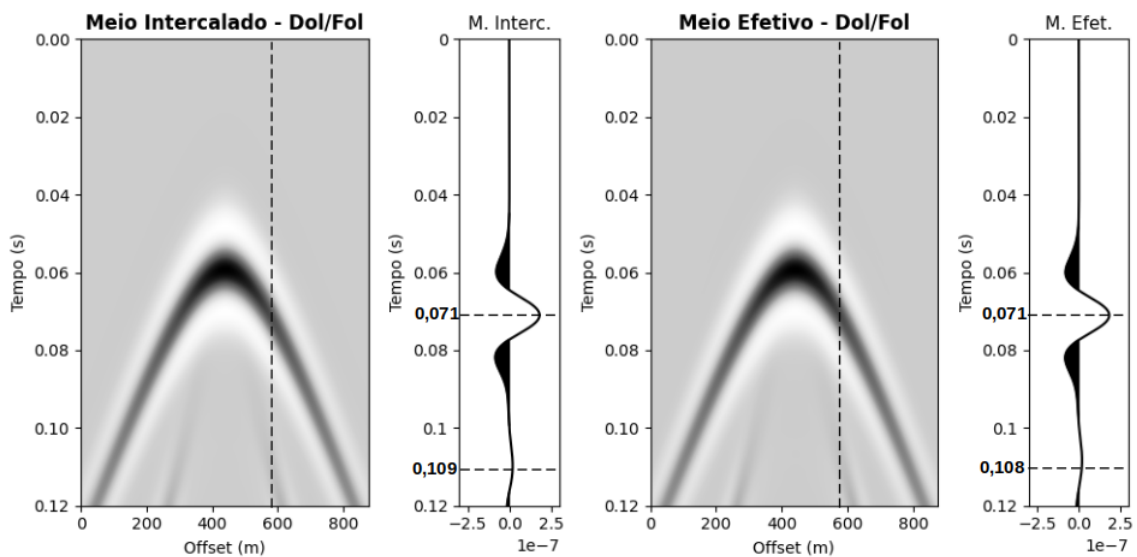


Figura 101 – Sismogramas para Meio Intercalado e Meio Efetivo - Dolomita e Argilito.

A última análise cinemática avalia as modelagens geradas para um contexto de intercalação siliciclástica, envolvendo arenito e folhelho. Os campos de pressão, apresentados na figura 102, mostram, à semelhança dos exemplos anteriores, ótima correspondência morfológica, tanto para as feições correspondentes à onda compressional, quando àquelas correspondentes à onda cisalhante, evidenciando assim a representação similar com relação aos efeitos anisotrópicos.

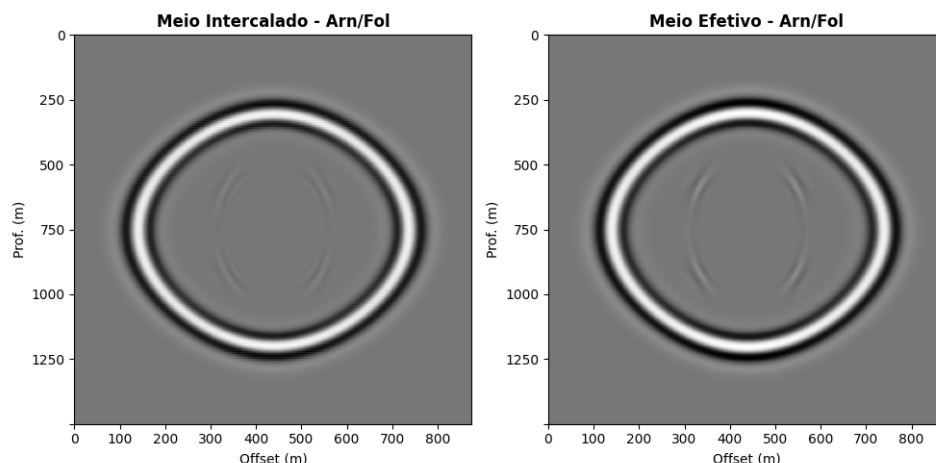


Figura 102 – Campos de pressão para Meio Intercalado e Meio Efetivo - Arenito e Folhelho.

Os sismogramas gerados para as referidas modelagens, apresentados na figura 103, complementam mais uma vez a análise, indicando em detalhe as diferenças. Para este contexto são observadas as maiores discrepâncias cinemáticas dentre os casos estudados, com valor máximo de 0,002 segundos, correspondente à diferença observada para a onda qS. No caso da onda qP, a diferença no tempo de chegada para as duas modelagens é inferior, sendo igual a 0,0004 segundos.

Sendo este caso o único onde uma das litologias dispõe de anisotropia intrínseca, pode-se sugerir que tal característica não foi incorporada pelas formulações tão bem quanto as propriedades ordinárias de velocidade e densidade, gerando assim as referidas discrepâncias. Salienta-se assim que os resultados para o meio efetivo e para o meio intercalado exibem anisotropias similares, mas não exatamente iguais, como observado nos demais exemplos.

Dispondo dos sismogramas para os meios intercalados com diferentes espessuras, além dos sismogramas relativos aos meios efetivos, foi feita a extração das amplitudes máximas de cada um destes, de modo que as feições principais pudessem ser sobrepostas, conforme pode ser visto na figura 104. Detalhes dos sismogramas são apresentados na sequência.

Começando pelo caso dolomita/argilito, é possível observar em maior detalhe a diferença nos afastamentos entre os hiperbolóides correspondentes às menores espessuras e aqueles relativos às espessuras de 15 e 20 metros (Figura 105). Pode-se observar que principalmente o último, representado pela cor verde, distancia-se dos demais, evidenciando que a anisotropia gerada pelas intercalações parece ter sido

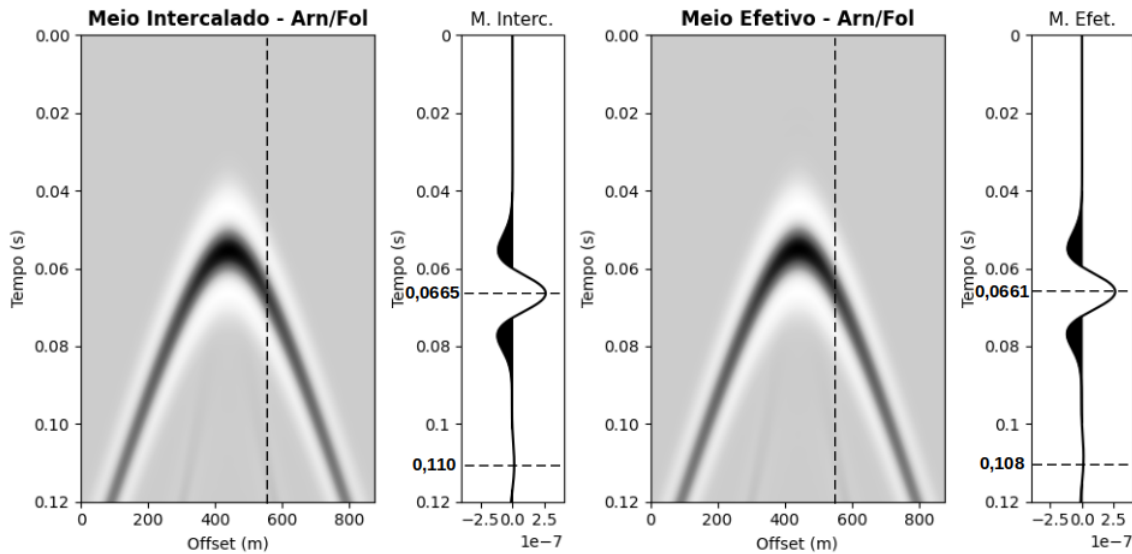


Figura 103 – Sismogramas para Meio Intercalado e Meio Efetivo - Arenito e Folhelho.

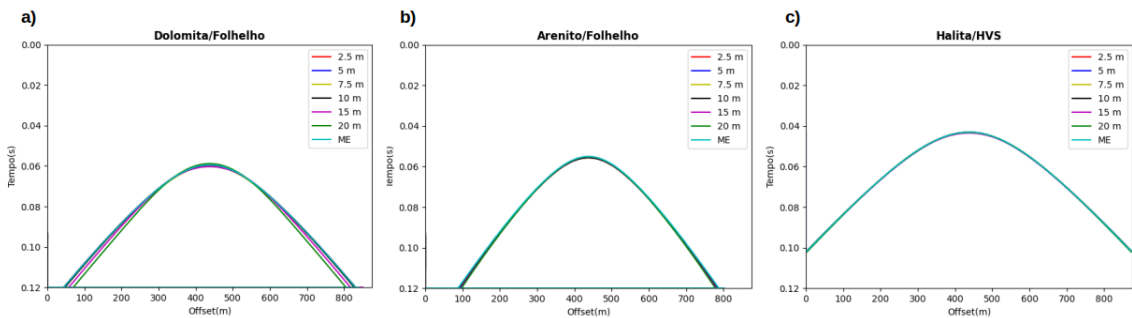


Figura 104 – Sobreposição das amplitudes máximas extraídas dos sismogramas para os casos: a) dolomita/argilito, b) arenito/folhelho, c) halita/sal de alta velocidade.

prejudicada para esta situação. É interessante ainda observar que no detalhe superior, onde é focalizada a porção dos afastamentos mais curtos, há perfeita correspondência entre as curvas do meio efetivo e de 2,5 e 5 metros de espessura, indicando que o meio efetivo pode, em termos cinemáticos, ser entendido como uma ótima representação destes meios intercalados.

Agrupando os dados relativos aos sismogramas do caso arenito/folhelho, tem-se que os hiperbolóides apresentam-se bastante próximos, sugerindo que neste contexto, a anisotropia manteve-se relativamente estável para todos os cenários (Figura 106). Na figura de detalhe superior, pode-se ver o curioso agrupamento entre as curvas do meio efetivo e as curvas para as espessuras de 15 e 20 metros. Considerando que tais espessuras estão no limite de ocorrência da anisotropia extrínseca, sugere-se que o meio efetivo para este caso não dispõe de estimativas tão fidedignas quanto aquelas obtidas para o caso dolomita/argilito.

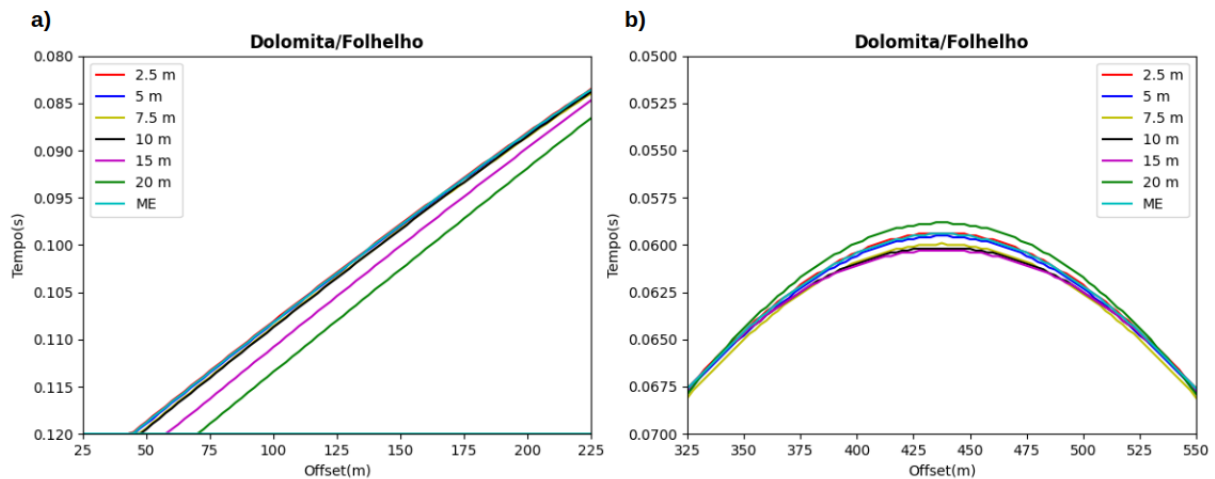


Figura 105 – Detalhes da sobreposição das amplitudes máximas no caso dolomita/folhelho - a) detalhe lateral e b) detalhe superior.

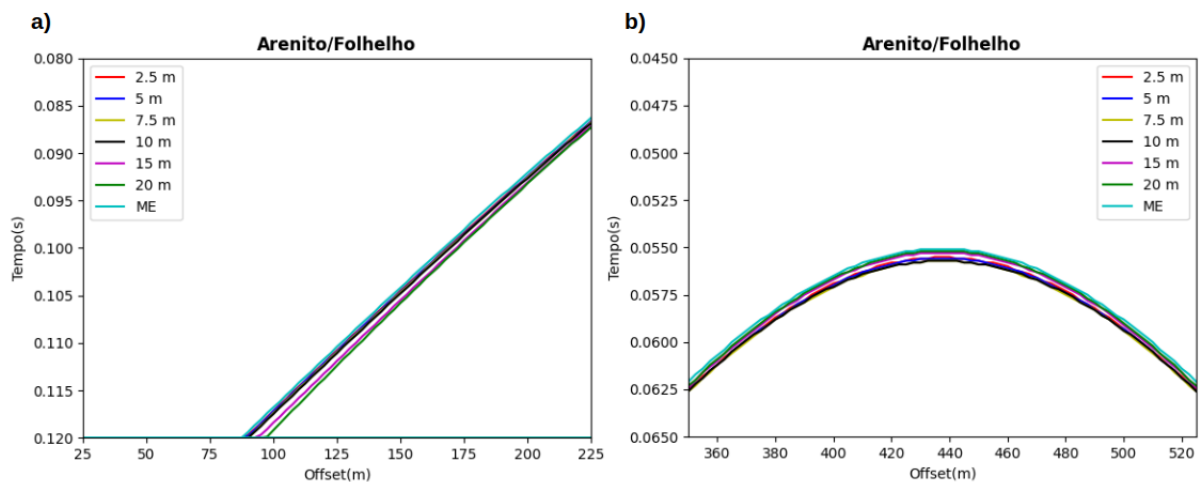


Figura 106 – Detalhes da sobreposição das amplitudes máximas no caso arenito/folhelho - a) detalhe lateral e b) detalhe superior.

Para a intercalação entre halita e sal de alta velocidade temos o caso onde as curvas apresentam-se mais próximas entre si (Figura 107), sendo que este comportamento está diretamente relacionado à anisotropia fraca gerada neste contexto. Pode-se indicar assim que as diferenças cinemáticas para as diferentes espessuras são muito pequenas, em contraste ao comportamento observado para os demais cenários.

Com a sobreposição dos hiperbolóides extraídos dos sismogramas é possível detalhar as razões comprimento de onda por espessura de camada a partir das quais não há geração consistente de anisotropia. Para os dois casos onde ocorre o afastamento das curvas (Figuras 105 e 106), o limite é observado para as camadas com espessuras de 15 metros. Desta forma, no contexto dolomita/argilito a anisotropia

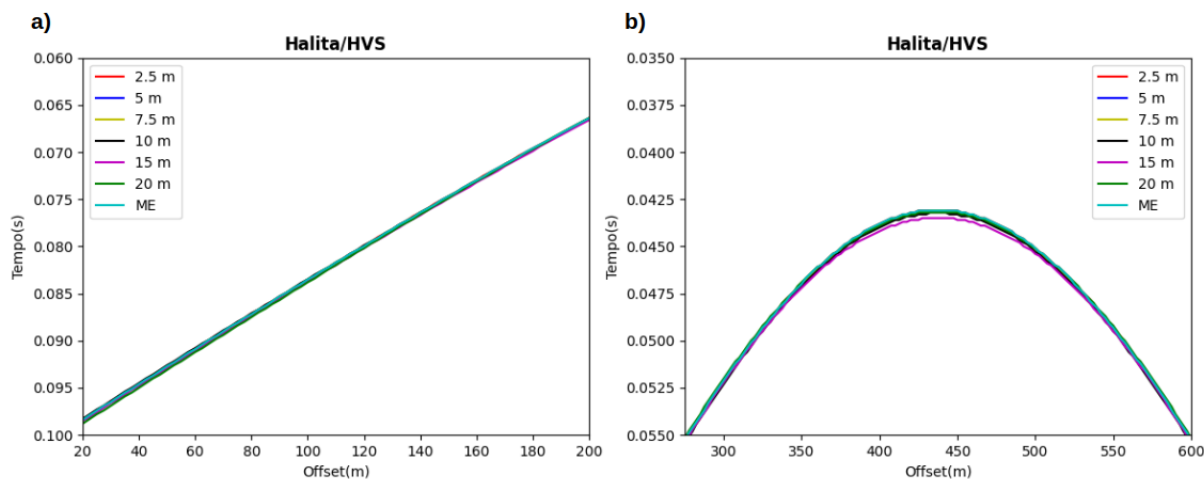


Figura 107 – Detalhes da sobreposição das amplitudes máximas no caso halita/HVS - a) detalhe lateral e b) detalhe superior.

de ondas longas é gerada em razões superiores a 7, enquanto no caso arenito/folhelho, em razões superiores a 6.

#### 4.4.2 Análise de Amplitudes

A comparação das amplitudes obtidas para as modelagens empreendidas com camadas de diferentes espessuras, bem como para o meio efetivo, são apresentadas nas figuras desta seção. Para as análises detalhadas foram utilizados traços selecionados a partir dos sismogramas de cada modelagem, correspondendo aos afastamentos de 0, 82,5 e 207,5 metros.

Inicialmente, são apresentadas nas figuras 108, 109 e 110 os sismogramas correspondentes às modelagens para meios intercalados e efetivos para os três contextos geológicos avaliados, bem como a diferença entre eles. Essa diferença corresponde à subtração de um sismograma pelo outro, de modo que em caso de correspondência cinemática e dinâmica perfeitas, o resultado seria uma matriz de zeros, ou ainda, uma figura monocolor.

Na figura 108 temos os resultados obtidos para a intercalação entre halita e sal de alta velocidade, cuja diferença indica ótima correspondência entre os sismogramas. A figura 109 apresenta os resultados para a intercalação entre dolomita e argilito, onde a diferença dispõe valores diferentes de zero, ainda que indiquem apenas uma pequena diferença entre os sismogramas.



Por fim, na figura 110, correspondente ao caso arenito/folhelho, temos a imagem de diferença com feições mais proeminentes dentre os contextos avaliados, ainda que composta por valores relativamente baixos. Pode-se assim sugerir, à semelhança da análise cinemática, que este caso configura-se como o contexto mais complexo para estas comparações, provavelmente em função da presença de uma litologia intrinsecamente anisotrópica.

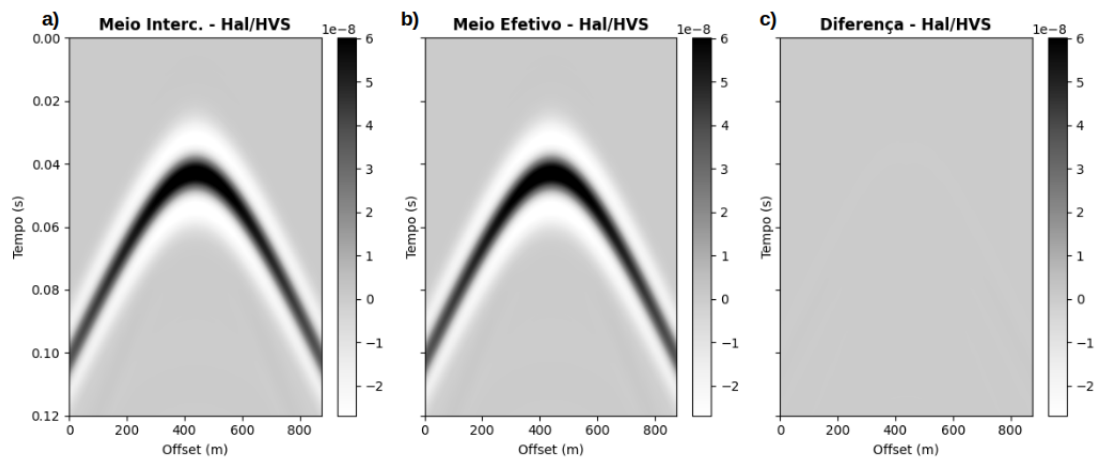


Figura 108 – Sismogramas para: a) meio intercalado; b) meio efetivo; c) diferença entre sismogramas - Halita e HVS.

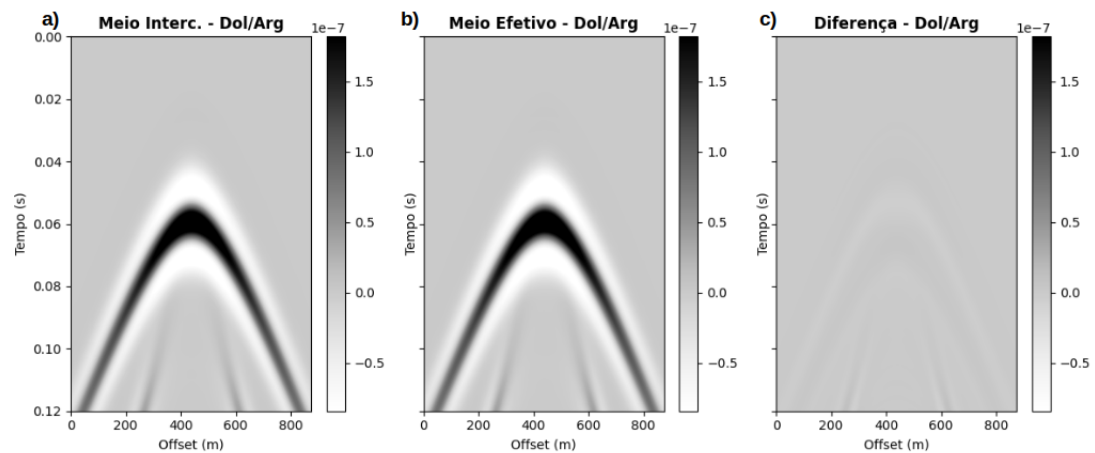


Figura 109 – Sismogramas para: a) meio intercalado; b) meio efetivo; c) diferença entre sismogramas - Dolomita e Argilito.

Nas figuras 111 e 112 são dispostos os traços selecionados para os resultados gerados com base em intercalações de halita e HVS. Uma linha azul tracejada indica os pontos de amplitude máxima para cada um dos traços, sendo que o conjunto destas amplitudes é apresentado de forma organizada na tabela 7.

Na tabela 7 são apresentadas então as amplitudes coletadas dos sismogramas gerados nas diversas modelagens no contexto evaporítico. Pode-se indicar inicialmente

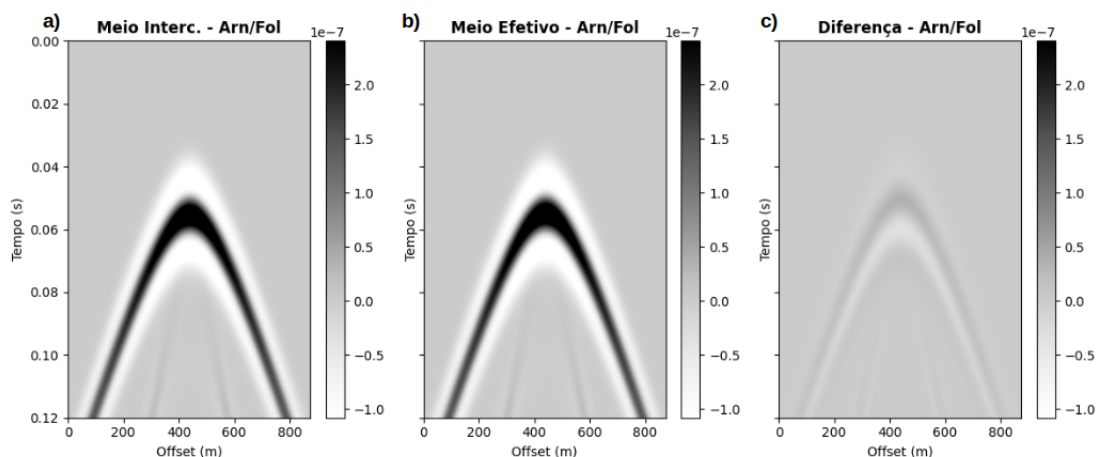


Figura 110 – Sismogramas para: a) meio intercalado; b) meio efetivo; c) diferença entre sismogramas - Arenito e Folhelho.

que os valores mantêm-se relativamente estáveis até a espessura de 10 metros, com decréscimo acentuado a partir deste ponto. Conforme observado em tópico anterior, onde as reverberações foram destacadas em campos de pressão e sismogramas, temos que tais ocorrências resultam na redução das amplitudes registradas, uma vez que parte da energia é dispersa nos referidos eventos.

As amplitudes observadas para o meio efetivo correspondem exatamente àquelas observadas para os meios intercalados com espessuras mais delgadas, diferindo apenas a partir do ponto onde as reverberações atuam de modo mais enfático. Tal correspondência sugere que o meio efetivo pode configurar-se como uma ótima representação de um meio intercalado, quando este é formado por camadas menos espessas.

Tabela 7 – Comparação de amplitudes máximas para camadas com diferentes espessuras e Meio Efetivo (Halita/HVS).

<b>Camadas</b>	<b>0 m</b>	<b>82,5 m</b>	<b>207,5 m</b>
<b>2,5 m</b>	6,94	6,52	5,36
<b>5 m</b>	6,94	6,51	5,36
<b>7,5 m</b>	6,95	6,49	5,35
<b>10 m</b>	6,91	6,38	5,28
<b>15 m</b>	6,44	5,97	4,91
<b>20 m</b>	5,83	5,61	4,74
<b>ME</b>	6,94	6,52	5,36

As figuras 113 e 114 apresentam os traços selecionados a partir dos sismogramas gerados para intercalações entre dolomita e argilito, bem como para o meio efetivo correspondente. Como pode ser visto a partir destes dados,

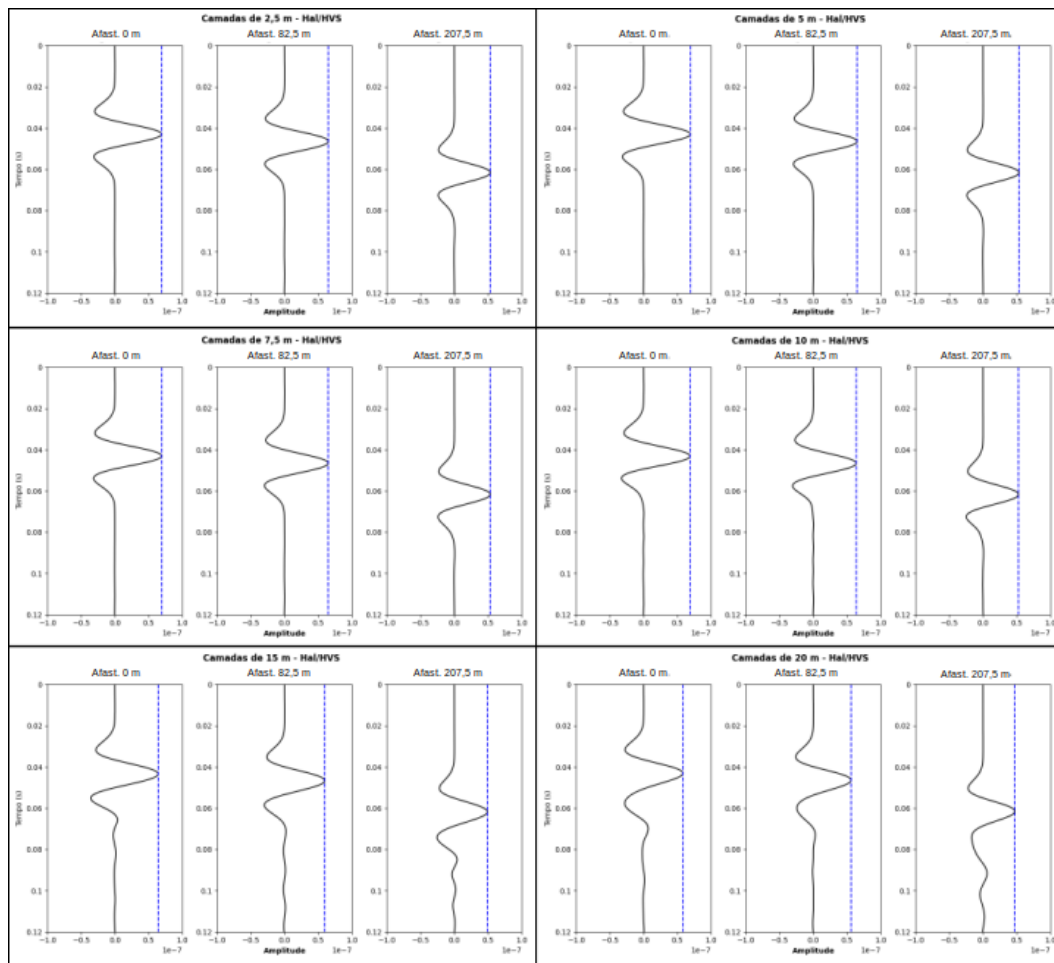


Figura 111 – Traços selecionados a partir dos sismogramas gerados para modelagens com diferentes espessuras e análise da amplitude máxima - Halita e HVS.

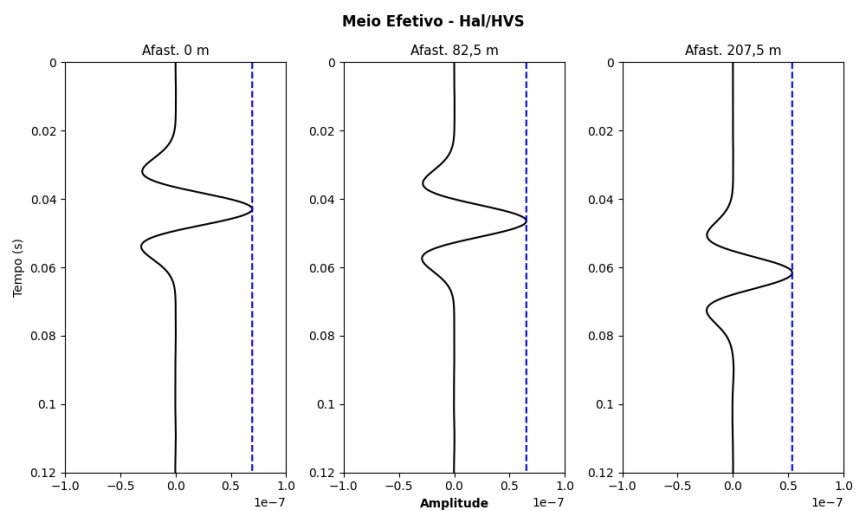


Figura 112 – Seleção de Traços do Meio Efetivo para Análise de Amplitudes - Halita e HVS.

reverberações são passíveis de serem vistas já a partir da espessura de 7,5 metros, sugerindo então possíveis influências nas amplitudes.

A tabela 8 apresenta os valores das amplitudes, sendo possível observar uma alteração relativamente fraca na espessura de 7,5 metros, bem como uma variação brusca das amplitudes na espessura de 10 metros. À semelhança do exemplo anterior, a perturbação na amplitude encontra-se correlacionada à presença destacada de reverberações. Os valores lidos para o meio efetivo apresentam ótima correspondência quando comparados aos números obtidos para as camadas mais delgadas, confirmando assim a validade de sua representatividade para contextos desta natureza.

Tabela 8 – Comparação de amplitudes máximas para camadas com diferentes espessuras e Meio Efetivo (Dolomita/Argilito).

<b>Camadas</b>	<b>0 m</b>	<b>82,5 m</b>	<b>207,5 m</b>
<b>2,5 m</b>	2,72	2,21	1,45
<b>5 m</b>	2,73	2,19	1,46
<b>7,5 m</b>	2,7	2,08	1,44
<b>10 m</b>	2,46	1,88	1,34
<b>15 m</b>	1,73	1,57	1,23
<b>20 m</b>	1,54	1,47	1,1
<b>ME</b>	2,71	2,22	1,45

A última análise de amplitudes apresenta os dados referentes às modelagens para intercalações siliciclásticas, com os traços selecionados dispostos nas figuras 115 e 116. Feições relativas às reverberações podem ser observadas de forma sutil na espessura de 7,5 metros, tendo entretanto proeminência apenas a partir do valor de 10 metros.

A observação das amplitudes dispostas na tabela 9 revela que o presente contexto é o que apresenta menor redução nos valores coletados, sugerindo que a perda de energia para as reverberações ocorreu de modo mais fraco. Isto pode estar correlacionado ao contraste relativamente pequeno entre as velocidades verticais do arenito e do folhelho, indicando então que as situações com maiores discrepâncias entre as propriedades são mais susceptíveis a este tipo de efeito.

Os valores correspondentes ao meio efetivo novamente apresentam ótima correlação junto àqueles observados para as menores espessuras, comprovando que há ótima correspondência entre meio efetivo e meio intercalado, quando o segundo é

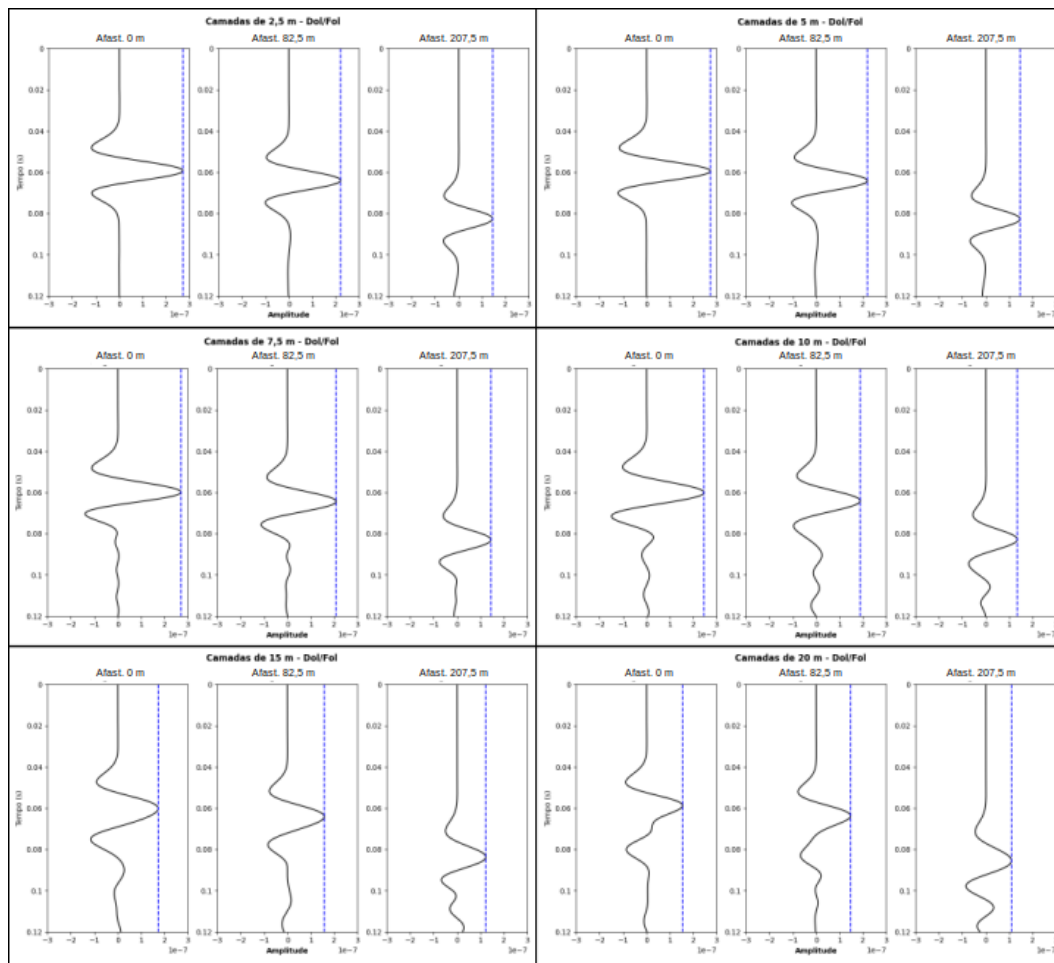


Figura 113 – Traços selecionados a partir dos sismogramas gerados para modelagens com diferentes espessuras e análise da amplitude máxima - Dolomita e Argilito.

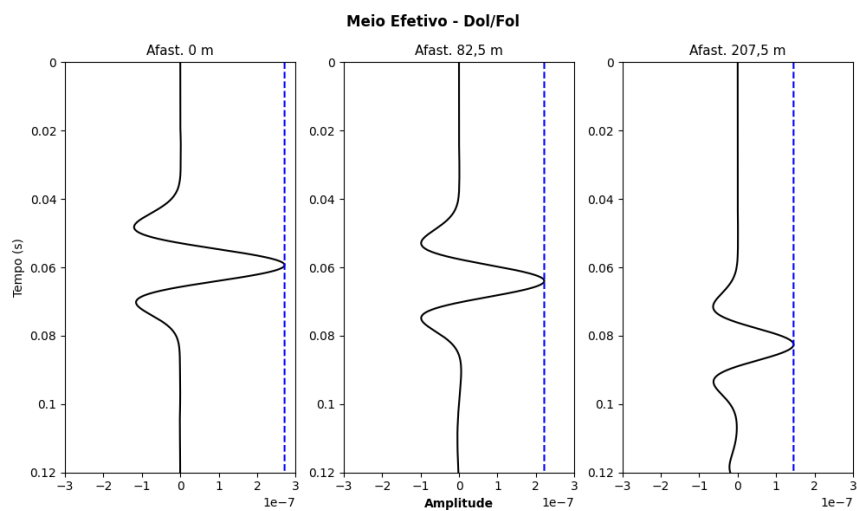


Figura 114 – Seleção de Traços do Meio Efetivo para Análise de Amplitudes - Dolomita e Argilito.

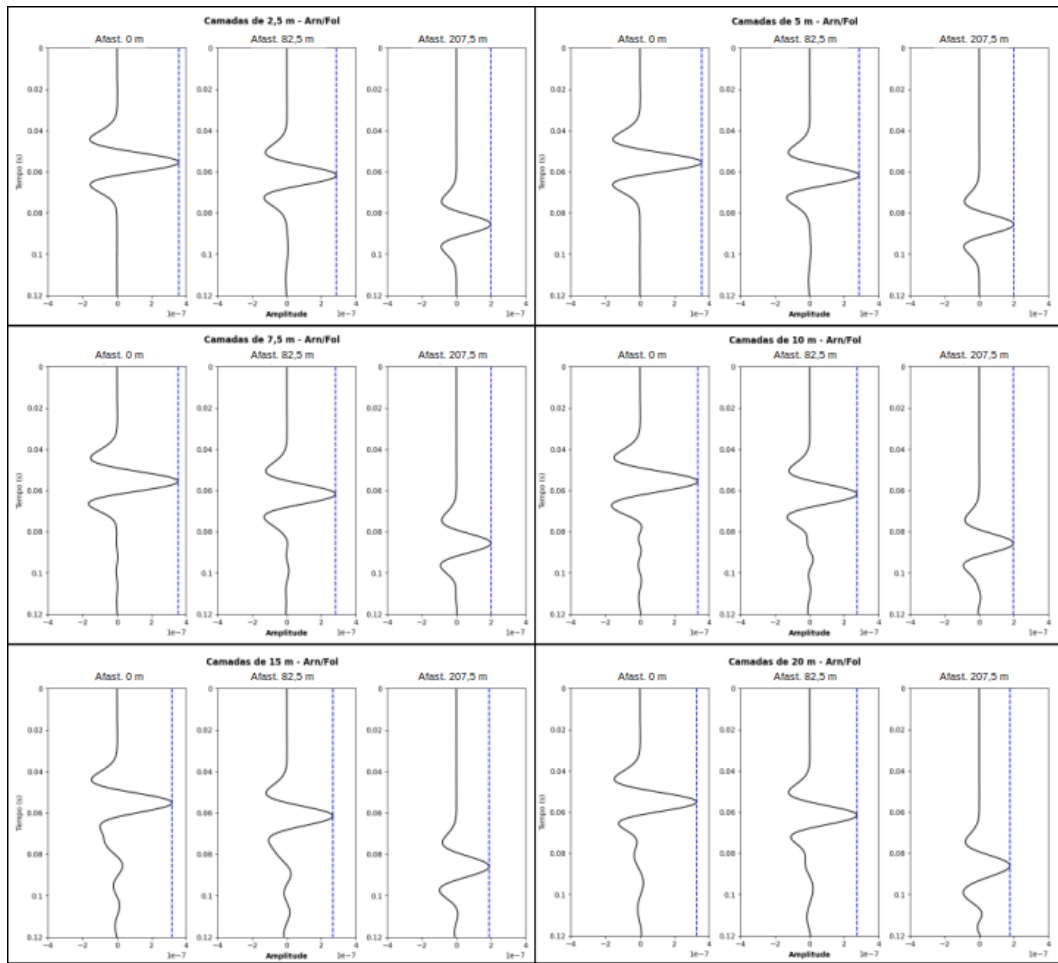


Figura 115 – Traços selecionados a partir dos sismogramas gerados para modelagens com diferentes espessuras e análise da amplitude máxima - Arenito e Folhelho.

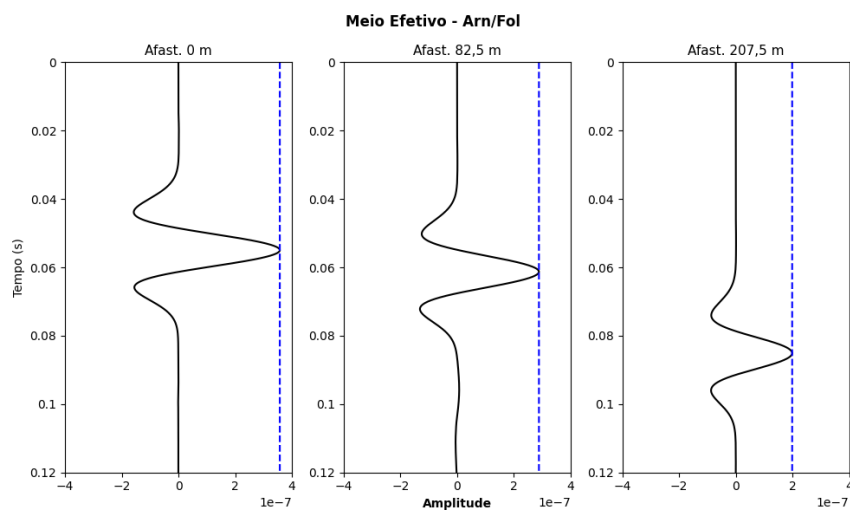


Figura 116 – Seleção de Traços do Meio Efetivo para Análise de Amplitudes - Arenito e Folhelho.

formado por camadas mais delgadas. Tal observação pode servir como balizador para situações onde pretenda-se simplificar a representação de um meio heterogêneo por um meio homogêneo, indicando como a amplitude poderá, ou não, representar uma boa correspondência.

Tabela 9 – Comparação de amplitudes máximas para camadas com diferentes espessuras e Meio Efetivo (Arenito/Folhelho).

<b>Camadas</b>	<b>0 m</b>	<b>82,5 m</b>	<b>207,5 m</b>
<b>2,5 m</b>	3,58	2,88	1,99
<b>5 m</b>	3,58	2,87	2,0
<b>7,5 m</b>	3,54	2,82	2,0
<b>10 m</b>	3,35	2,75	1,97
<b>15 m</b>	3,19	2,68	1,89
<b>20 m</b>	3,28	2,74	1,78
<b>ME</b>	3,58	2,88	1,99

## 4.5 Anisotropia Extrínseca e Intrínseca

Diante do exposto até agora, pode-se indicar que a anisotropia observada em determinado meio pode ser composta pelos elementos intrínsecos das litologias presentes em um intervalo sedimentar, bem como pela própria intercalação de camadas com diferentes propriedades. A seguir são apresentados os resultados de duas modelagens sísmicas, empreendidas com o objetivo de verificar a participação das diferentes anisotropias (intrínseca e extrínseca) na geração da anisotropia efetiva de um meio.

As modelagens foram geradas a partir dos parâmetros de arenito e folhelho apresentados por Sondergeld e Rai (2011), conforme indicados na tabela 2. Inicialmente, temos no lado esquerdo da figura 117 a representação do campo de pressão obtido a partir da modelagem sísmica para o meio intercalado de arenitos e folhelhos, onde ambas as litologias são assumidas como isotrópicas. Desta forma, foram desconsiderados os parâmetros anisotrópicos vinculados ao folhelho, buscando-se avaliar o impacto no contraste entre as velocidades verticais de cada rocha.

A análise visual da referida figura indica a ocorrência de uma feição circular, correspondente à forma esperada para a propagação de uma onda em meio isotrópico.

Sugere-se assim que o contraste de velocidades entre o arenito e o folhelho, igual a 110 m/s, foi incapaz de gerar um efeito anisotrópico significativo, indicando preliminarmente que a ocorrência de anisotropia extrínseca depende de maiores diferenças entre as propriedades das litologias consideradas.

O campo de pressão apresentado à direita na figura 117 representa o resultado obtido a partir da modelagem onde foram considerados todos os parâmetros elásticos disponíveis para o arenito e folhelho. Sendo assim, as características anisotrópicas do folhelho foram utilizadas para as estimativas dos coeficientes de rigidez, representando assim um cenário onde a anisotropia observada é uma composição tanto da intercalação das camadas, quanto das propriedades intrínsecas das litologias, especialmente do folhelho.

Conforme pode ser visto na figura indicada, o campo de pressão apresenta a forma de uma elipse deformada, de acordo com o esperado para um meio anisotrópico, sendo possível observar, adicionalmente, a feição correspondente ao campo da onda cisalhante, não visível para o caso apresentado à esquerda. Indica-se assim que o contexto simulado gera um meio com anisotropia significativa, ao contrário do observado anteriormente.

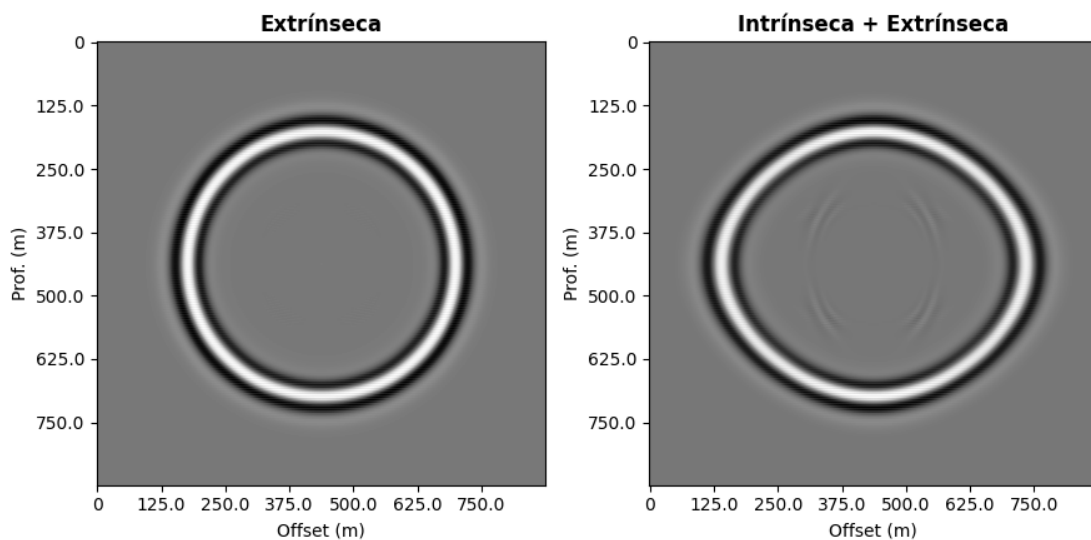


Figura 117 – Campos de pressão para modelagens com arenito e folhelho isotrópico (esquerda) e arenito e folhelho anisotrópico (direita).

Complementando as observações apresentadas acima, tem-se na figura 118 os sismogramas correspondentes às duas modelagens realizadas para esta etapa. À esquerda da figura é apresentado o caso onde o arenito e o folhelho são considerados



como isotrópicos, e à direita é disposto o resultado obtido quando a anisotropia do folhelho foi considerada. O primeiro ponto a ser destacado é a diferença entre as aberturas dos hiperboloides, maior para o caso composto pela anisotropia intrínseca somada à extrínseca. À semelhança do que foi observado para os campos de pressão, a presença do registro correspondente à onda cisalhante na figura à direita é um importante indicativo da ocorrência de proeminente efeito anisotrópico.

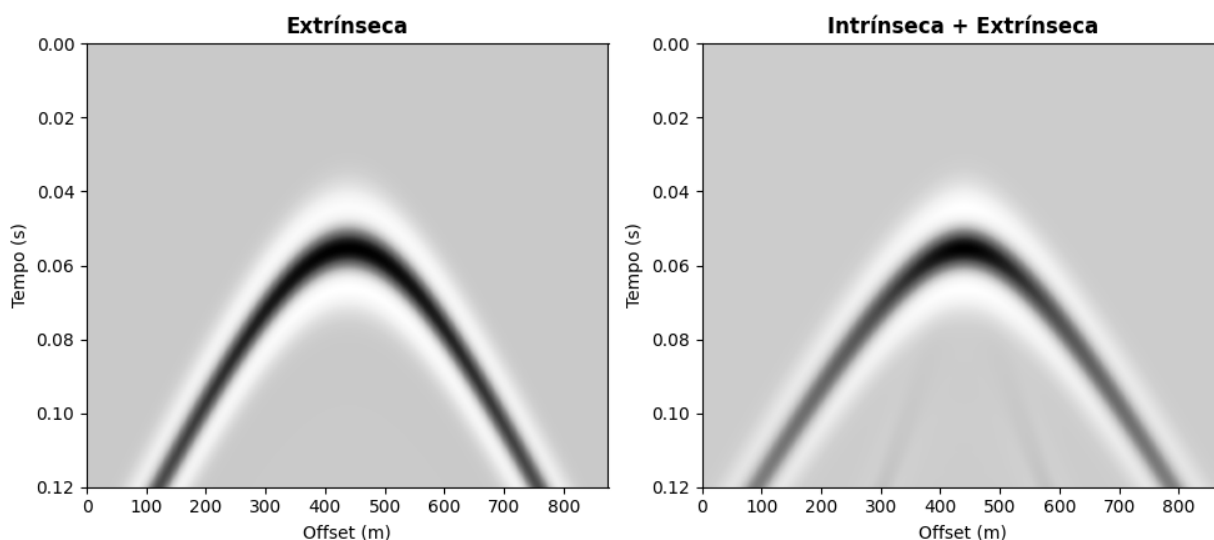


Figura 118 – Sismogramas para modelagens com arenito e folhelho isotrópico (esquerda) e arenito e folhelho anisotrópico (direita).

Considerando a correspondência positiva observada entre os parâmetros estimados para meios efetivos e os resultados gerados para meios intercalados, pode-se utilizar as formulações correspondentes para a avaliação das anisotropias geradas para os dois contextos modelados no presente tópico. Desta forma, à esquerda da figura 119 são apresentadas as estimativas para o caso onde as duas litologias são consideradas isotrópicas, enquanto à direita são apresentados os valores quando a anisotropia intrínseca do folhelho é incluída.

Tomando então os valores correspondentes à proporção de 50% de folhelho, temos para o caso à esquerda o valor de  $\epsilon$  próximo a 0,005, correspondendo assim a uma anisotropia extremamente fraca. Esse valor permite o entendimento da razão da feição circular observada na figura 117, mostrando que a anisotropia gerada pela intercalação das camadas é realmente muito sutil. Já para o gráfico da direita, temos na proporção de 50% de folhelho o valor de  $\epsilon$  próximo a 0,15, enquadrando-se assim em uma anisotropia média.

Estas modelagens indicam que para o caso analisado, o principal elemento anisotrópico corresponde à anisotropia intrínseca do folhelho, ou seja, o efeito gerado pelo alinhamento dos minerais desta litologia predomina sobre as diferenças de velocidade vertical indicadas para as duas rochas consideradas.

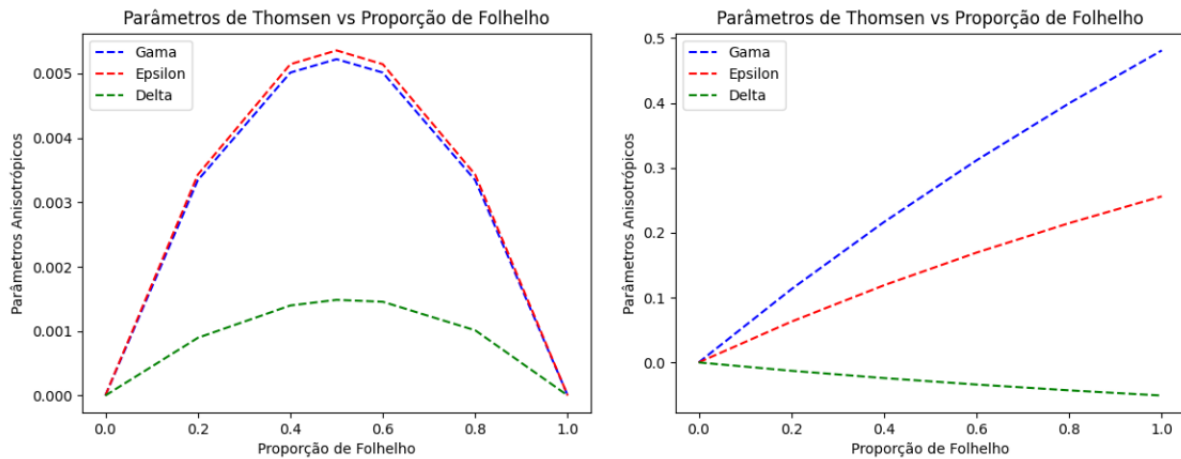


Figura 119 – Parâmetros anisotrópicos estimados para intercalações de arenito e folhelho isotrópico (esquerda) e arenito e folhelho anisotrópico (direita).

Os resultados apresentados acima mostram que a ocorrência de anisotropia extrínseca significativa depende de contrastes consideráveis de velocidade, já que pequenas diferenças geram um meio relativamente homogêneo com relação à passagem de uma onda sísmica. Na figura 120 são apresentadas as estimativas dos parâmetros anisotrópicos para as intercalações de halita e HVS e dolomita e argilito.

Para o caso evaporítico tem-se um contraste de 551 m/s entre as velocidades das duas litologias, sendo que o maior valor de anisotropia pode ser observado no ponto onde tem-se a proporção de 50% para cada rocha. O valor de  $\epsilon$  é igual a aproximadamente 0,03, correspondendo assim a uma anisotropia fraca. Já para a intercalação entre dolomita e argilito o contraste de velocidades é de 2300 m/s, com  $\epsilon$  alcançando valor máximo próximo a 0,17.

Os resultados apresentados mostram que geração de anisotropia extrínseca significativa depende de contrastes relativamente grandes de velocidade entre as litologias envolvidas em uma intercalação, com predominância para situações onde as rochas consideradas são isotrópicas. No caso de uma intercalação siliciclástica, com presença de folhelhos, normalmente anisotrópicos, é possível que o efeito destes assumam caráter preponderante, influenciando assim de maneira preferencial a anisotropia do pacote sedimentar.

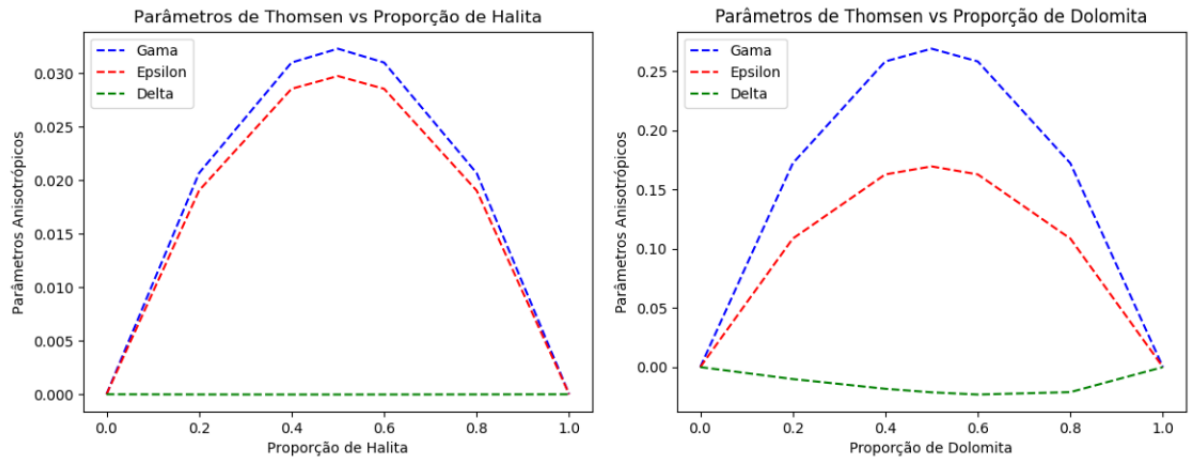


Figura 120 – Parâmetros anisotrópicos estimados para intercalações de halita e HVS (esquerda) e dolomita e argilito (direita).

## 5 Conclusões

As estimativas analíticas de velocidades e anisotropia apresentadas confirmam que as intercalações compostas por litologias isotrópicas podem provocar anisotropia sísmica. O grau de anisotropia provocado por essas intercalações depende da proporção entre as espessuras das diferentes litologias e a variação de velocidade entre elas, atingindo o valor máximo quando dispõe-se de iguais proporções e grande contraste de velocidades. A construção de gráficos a partir destas estimativas serve como importante auxílio na definição de situações onde a anisotropia pode ou não ser desprezada.

Desta forma, mostra-se que intercalações siliciclásticas, compostas por arenito e folhelho, constituem um cenário propício a este tipo de análise. Foi possível observar que a presença de lâminas de argila na proporção de 20% do pacote sedimentar são capazes de gerar anisotropia fraca, mas não desprezível.

Já para o caso da intercalação entre halita e sal de alta velocidade, sugere-se que a presença esparsa da segunda litologia não confere anisotropia significativa ao pacote, podendo admitir-se na construção de modelos apenas as propriedades relativas à halita.

As estimativas obtidas para o caso dolomita e argilito indicaram a maior anisotropia extrínseca dentre todos os contextos analisados, com o parâmetro  $\epsilon$  chegando ao valor de 0,17. Tal resultado mostra que intercalações desta natureza, com grande contraste entre as propriedades elásticas, devem ser diligentemente analisadas, já que podem influenciar de modo enfático os modelos de velocidade.

A modelagem de meios intercalados mostrou que razões comprimento de onda por espessura das camadas inferiores a 6 não são propícias à geração de anisotropia extrínseca consistente, além de estarem associadas também a ocorrência de expressivas reverberações. Essas observações servem como importante referência para situações onde almeja-se efetuar a simplificação de um meio intercalado, representando-o através de um meio equivalente homogêneo.

Os diferentes contextos geológicos avaliados permitiram a observação de como

os contrastes entre as velocidades compressoriais das litologias influenciam a geração de anisotropia, abrangendo assim as situações mais frequentemente encontradas nas bacias sedimentares. Para um contraste de 110 m/s, o valor estimado de  $\epsilon$  foi igual a 0,005; para um contraste de 551 m/s,  $\epsilon$  foi estimado em 0,03 e, finalmente, para um contraste de 2300 m/s,  $\epsilon$  corresponde a 0,17.

As comparações realizadas entre as modelagens de meios efetivos e intercalados mostram ótima correspondência cinemática e dinâmica para situações onde as camadas apresentam espessuras inferiores a 5 metros. Para maiores espessuras, as reverberações que ocorrem nos meios intercalados passam a afetar as amplitudes de modo significativo, minimizando a correspondência entre os diferentes meios. Tais observações contribuem para a definição de contextos onde a anisotropia não deve ser desprezada, mas pode ser adequadamente representada por modelos homogêneos.

Por fim, na análise apresentada acerca das contribuições das anisotropias intrínseca e extrínseca em uma intercalação composta por arenitos e folhelhos, é possível indicar que a primeira configura-se como principal responsável pela anisotropia efetiva do pacote. Ressalta-se assim a importância do reconhecimento das propriedades intrínsecas de cada litologia para análises desta natureza, reforçando ainda a importância da caracterização anisotrópica de folhelhos, uma vez que estes constituem-se como uma litologia de destaque dentro desta temática.

Desta forma, as metodologias empregadas para o desenvolvimento deste trabalho mostram-se plenamente adequadas aos propósitos estabelecidos, permitindo variadas análises sobre os dados gerados pelas modelagens sísmicas, bem como pelas estimativas realizadas a partir das formulações analíticas.

Daqui para frente, trabalhos futuros sobre o tema podem incluir a avaliação de meios intercalados com camadas de espessuras ainda mais delgadas do que aquelas utilizadas nesta dissertação, ampliando assim a compreensão acerca da origem, bem como dos possíveis limites dos efeitos anisotrópicos. Adicionalmente, estudos acerca da relação entre as anisotropias mensuradas em laboratório e os valores correspondentes obtidos a partir da análise de dados sísmicos também são importantes, podendo contribuir para o entendimento da anisotropia em diferentes escalas.

# Referências

- ACQUAVIVA, A. A. et al. Análise comparativa entre as wavelets Ricker e Extraída para amarração de poços. In: *14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 3-6 August 2015*. Brazilian Geophysical Society, 2015. p. 1150–1154. Disponível em: [〈https://library.seg.org/doi/10.1190/sbgf2015-230〉](https://library.seg.org/doi/10.1190/sbgf2015-230).
- ALKHALIFAH, T.; LARNER, K. Migration error in transversely isotropic media. *GEOPHYSICS*, v. 59, n. 9, p. 1405–1418, sep 1994. ISSN 0016-8033. Disponível em: [〈https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1443698〉](https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1443698).
- ALKHALIFAH, T.; TSVANKIN, I. Velocity analysis for transversely isotropic media. *GEOPHYSICS*, v. 60, n. 5, p. 1550–1566, sep 1995. ISSN 0016-8033. Disponível em: [〈https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1443888〉](https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1443888).
- ALVES, P. H. B. *Construção de modelos baseados na análise de velocidade de dados sísmicos na margem sudoeste da Inglaterra: uma comparação de dados empilhados*. 77 p. Tese (Doutorado) — UFF, 2021.
- AMUNDSEN, L.; LANDRØ, M. Marine Seismic Sources. *GEO EXPRO*, p. 32–34, 2010.
- ANIWETALU, E.; ANAKWUBA, E.; ILECHUKWU, J. Velocity anisotropy and trend in Niger Delta, Nigeria. *Journal of Petroleum Exploration and Production*, v. 11, n. 4, p. 1667–1678, 2021. ISSN 21900566.
- BACKUS, G. E. Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. *Journal of Geophysical Research*, v. 67, n. 11, p. 4427–4440, oct 1962. ISSN 01480227. Disponível em: [〈http://doi.wiley.com/10.1029/JZ067i011p04427〉](http://doi.wiley.com/10.1029/JZ067i011p04427).
- BERRYMAN, J. G. Long-wave elastic anisotropy in transversely isotropic media. *GEOPHYSICS*, v. 44, n. 5, p. 896–917, may 1979. ISSN 0016-8033. Disponível em: [〈https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1440984〉](https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1440984).
- BJORLYKKE, K. *Petroleum Geoscience*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2010. ISBN 978-3-642-02331-6. Disponível em: [〈http://link.springer.com/10.1007/978-3-642-02332-3〉](http://link.springer.com/10.1007/978-3-642-02332-3).
- BULCÃO, A. *Modelagem e Migração Reversa no Tempo Empregando Operadores Elásticos e Acústicos*. 349 p. Tese (Doutorado) — UFRJ, 2004.
- CARCIONE, J. M.; HERMAN, G. C.; KROODE, A. P. E. ten. Seismic Modeling. *GEOPHYSICS*, v. 67, n. 4, p. 1304–1325, jul 2002. ISSN 0016-8033. Disponível em: [〈https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1500393〉](https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1500393).
- CARCIONE, J. M.; KOSLOFF, D.; BEHLE, A. Long-wave anisotropy in stratified media: A numerical test. *GEOPHYSICS*, v. 56, n. 2, p. 245–254, feb 1991. ISSN 0016-8033. Disponível em: [〈https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1443037〉](https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1443037).

- CERJAN, C. et al. A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations. *GEOPHYSICS*, v. 50, n. 4, p. 705–708, apr 1985. ISSN 0016-8033. Disponível em: <https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1441945>.
- COSTA-SILVA, M. B. *Influência da anisotropia VTI na correção de sobretempo normal em dados sísmicos e análise de velocidade por gradiente descendente*. Tese (Doutorado) — PUC-Rio, 2005.
- CUNHA, P. E. M. *Estratégias Eficientes para Migração Reversa no Tempo Pré-empilhamento 3D em Profundidade pelo Método das Diferenças Finitas*. 134 p. Tese (Doutorado) — UFBA, 1997.
- DEWHURST, D. N.; SIGGINS, A. F. Impact of fabric, microcracks and stress field on shale anisotropy. *Geophysical Journal International*, v. 165, n. 1, p. 135–148, apr 2006. ISSN 0956540X. Disponível em: <https://academic.oup.com/gji/article-lookup/doi/10.1111/j.1365-246X.2006.02834.x>.
- FARIA, E. L. de. *Modeling, Migration and Focusing Analysis in Transversely Isotropic Media*. p. 196, 1993.
- GRECHKA, V. *Applications of Seismic Anisotropy in the Oil and Gas Industry*. [S.l.]: EAGE, 2014. ISBN 9789462820197.
- HORNE, S.; WALSH, J.; MILLER, D. Elastic anisotropy in the Haynesville Shale from dipole sonic data. *First Break*, v. 30, n. 2, feb 2012. ISSN 0263-5046. Disponível em: <https://www.earthdoc.org/content/journals/10.3997/1365-2397.2011039>.
- JACKSON, J. M.; SINOGEIKIN, S. V.; BASS, J. D. Sound velocities and single-crystal elasticity of orthoenstatite to 1073K at ambient pressure. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 161, n. 1-2, p. 1–12, apr 2007. ISSN 00319201. Disponível em: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0031920106003098>.
- JONES, I. F. *An Introduction to: Velocity Model Building*. [S.l.]: EAGE, 2010. 296 p.
- JUSTEN, J. C. R. *Análise das propriedades elásticas de rochas e minerais evaporíticos*. Tese (Doutorado) — PUC-Rio, 2014.
- KUMAR, D. Applying Backus averaging for deriving seismic anisotropy of a long-wavelength equivalent medium from well-log data. *Journal of Geophysics and Engineering*, v. 10, n. 5, p. 055001, oct 2013. ISSN 1742-2132. Disponível em: <https://academic.oup.com/jge/article/5110730>.
- LEVANDER, A. R. Fourth-order finite-difference P-SV seismograms. *GEOPHYSICS*, v. 53, n. 11, p. 1425–1436, nov 1988. ISSN 0016-8033. Disponível em: <https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1442422>.
- LINER, C. L.; FEI, T. W. Layer-induced seismic anisotropy from full-wave sonic logs: Theory, application, and validation. *GEOPHYSICS*, v. 71, n. 6, p. D183–D190, nov 2006. ISSN 0016-8033. Disponível em: <https://library.seg.org/doi/10.1190/1.2356997>.
- MADARIAGA, R. Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seismol. Soc. Am*, p. 639–666, 1976.

- MARTINS, E. O. *Modelagem Sísmica em Meios Complexos*. 132 p. Tese (Doutorado) — UFRJ, 2003.
- MAUL, A. R. et al. Improving Pre-salt Reservoirs Seismic Images When Considering The Stratified Evaporites Insertion In The Initial Model For The Velocity Updating Processes Prior To The Seismic Migration. *Brazilian Journal of Geophysics*, v. 37, n. 3, p. 235, oct 2019. ISSN 1809-4511. Disponível em: <https://sbgf.org.br/revista/index.php/rbgf/article/view/2004>.
- MAVKO, G.; MUKERJI, T.; DVORKIN, J. *The Rock Physics Handbook*. Cambridge: Cambridge University Press, 2009. ISBN 9780511626753. Disponível em: <http://ebooks.cambridge.org/ref/id/CBO9780511626753>.
- MCCOLLUM, B.; SNELL, F. A. Asymmetry Of Sound Velocity In Stratified Formations. *Physics*, v. 2, n. 3, p. 174–185, mar 1932. ISSN 0148-6349. Disponível em: <http://aip.scitation.org/doi/10.1063/1.1745044>.
- MELIA, P. J.; CARLSON, R. L. An experimental test of P -wave anisotropy in stratified media. *GEOPHYSICS*, v. 49, n. 4, p. 374–378, apr 1984. ISSN 0016-8033. Disponível em: <https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1441673>.
- O'BRIEN, M.; GRAY, S. H. Seismic Modeling. In: . [s.n.], 2017. p. 1–5. Disponível em: [http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-02330-4\\_250-1](http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-02330-4_250-1).
- OKORIE, I. P. C.; EBENIRO, J. O.; EHIRIM, C. N. Anisotropy and Empirical Relations for the Estimation of Anisotropy Parameters in Niger Delta Depobelts. *International Journal of Geosciences*, v. 07, n. 03, p. 345–352, 2016. ISSN 2156-8359. Disponível em: <http://www.scirp.org/journal/doi.aspx?DOI=10.4236/ijg.2016.73027>.
- PICA, A.; DIET, J. P.; TARANTOLA, A. Nonlinear inversion of seismic reflection data in a laterally invariant medium. *GEOPHYSICS*, v. 55, n. 3, p. 284–292, mar 1990. ISSN 0016-8033. Disponível em: <https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1442836>.
- POSTMA, G. W. WAVE PROPAGATION IN A STRATIFIED MEDIUM. *GEOPHYSICS*, v. 20, n. 4, p. 780–806, oct 1955. ISSN 0016-8033. Disponível em: <https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1438187>.
- ROSA, A. L. R. *Análise do Sinal Sísmico*. Rio de Janeiro: SBGf, 2013. 668 p. ISBN 8588690152.
- ROSA-FILHO, J. C. *Modelagem Sísmica de Ondas Elásticas e Migração Reversa no Tempo em Meios Transversalmente Isotrópicos*. 152 p. Tese (Doutorado) — UFRJ, 2002.
- SANTOS, M. A. C.; SOARES-FILHO, D. M.; OSORIO, P. L. M. A finite difference scheme for locally transverse isotropic media applied to a highly tectonic deformed model. *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2004*, Society of Exploration Geophysicists, p. 1913–1916, jan 2004. Disponível em: <https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1845187>.
- SAYERS, C. et al. Anisotropy estimate for the Horn River Basin from sonic logs in vertical and deviated wells. *The Leading Edge*, v. 34, n. 3, p. 296–306, mar 2015. ISSN 1070-485X. Disponível em: <https://library.seg.org/doi/10.1190/tle34030296.1>.



SAYERS, C. M. The effect of anisotropy on the Young's moduli and Poisson's ratios of shales. *Geophysical Prospecting*, v. 61, n. 2, p. 416–426, mar 2013. ISSN 00168025. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-2478.2012.01130.x>.

SCHOENBERG, M.; MUIR, F. A calculus for finely layered anisotropic media. *GEOPHYSICS*, v. 54, n. 5, p. 581–589, may 1989. ISSN 0016-8033. Disponível em: <https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1442685>.

SHERIFF, R. E.; GELDART, L. P. *Exploration Seismology*. Cambridge University Press, 1995. ISBN 9780521462822. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/product/identifier/9781139168359/type/book>.

SINGH, A.; SIRCAR, A. Sources and Measurement of Velocity Anisotropy of Cambay Shale, Cambay Basin, India. *IJLTEMAS*, v. 3, p. 169–179, 2014.

SONDERGELD, C. H.; RAI, C. S. Elastic anisotropy of shales. *The Leading Edge*, v. 30, n. 3, p. 324–331, mar 2011. ISSN 1070-485X. Disponível em: <https://library.seg.org/doi/10.1190/1.3567264>.

THOMSEN, L. Weak elastic anisotropy. *GEOPHYSICS*, v. 51, n. 10, p. 1954–1966, oct 1986. ISSN 0016-8033. Disponível em: <https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1442051>.

VIRIEUX, J. P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *GEOPHYSICS*, v. 51, n. 4, p. 889–901, apr 1986. ISSN 0016-8033. Disponível em: <https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1442147>.