

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA – LAGEMAR
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA – DOT

DANIEL BRUNO DE OLIVEIRA

**A INFLUÊNCIA DA GEOMETRIA DO TOPO DO SAL NO COMPORTAMENTO
DAS AMPLITUDES (AVO) NO PRÉ-SAL**

Niterói
2019

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA – LAGEMAR
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA – DOT

DANIEL BRUNO DE OLIVEIRA

**A INFLUÊNCIA DA GEOMETRIA DO TOPO DO SAL NO COMPORTAMENTO
DAS AMPLITUDES (AVO) NO PRÉ-SAL**

Dissertação apresentada ao Programa de PósGraduação em Dinâmica dos Oceanos e Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre. Área de Concentração: Geologia e Geofísica.

Orientadores:

Prof. D. Sc. Marco Antônio Cetale Santos

Prof. D. Sc. Luiz Alberto Santos

Niterói
2019

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

O48i Oliveira, Daniel Bruno de Oliveira
A INFLUÊNCIA DA GEOMETRIA DO TOPO DO SAL NO COMPORTAMENTO
DAS AMPLITUDES (AVO) NO PRÉ-SAL / Daniel Bruno de Oliveira
Oliveira ; Marcos Antônio Cetale Santos, orientador ; Luiz
Alberto Sato, coorientador. Niterói, 2019.
120 p. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Niterói, 2019.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2019.m.09906516739>

1. Geofísica. 2. Exploração de petróleo. 3. Evaporitos.
4. Pré-sal. 5. Produção intelectual. I. Cetale Santos,
Marcos Antônio, orientador. II. Alberto Sato, Luiz,
coorientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto
de Geociências. IV. Título.

CDD -

Bibliotecária responsável: Yolle Vacariuc Bittencourt - CRB7/6040

DANIEL BRUNO DE OLIVEIRA

**A INFLUÊNCIA DA GEOMETRIA DO TOPO DO SAL NO COMPORTAMENTO
DAS AMPLITUDES (AVO) NO PRÉ-SAL**

Dissertação apresentada ao Programa de PósGraduação em Dinâmica dos Oceanos e Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre. Área de Concentração: Geologia e Geofísica.

Aprovada em 05 de abril de 2019

BANCA EXAMINADORA

Prof. D. Sc. Marco Antônio Cetale Santos (Orientador)
Universidade Federal Fluminense

Prof. D. Sc. Luiz Alberto Santos (Orientador)
Universidade Federal Fluminense

D. Sc. André Bulcão
Petróleo Brasileiro S.A.

D. Sc. Carlos Lopo Varela
Petróleo Brasileiro S.A.

Prof. D. Sc. Franciane Conceição Peters
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Prof. D. Sc. Wagner Moreira Lupinacci
Universidade Federal Fluminense

Niterói
2019

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha mãe, Maria Sônia Bruno da Silva, por ela ser meu exemplo de caráter, luta e superação.

À minha amada esposa, Luana da Conceição Batista, companheira de todos os momentos. Sem seu apoio e motivação o caminho teria sido muito mais tortuoso.

Às minhas tias Célia, Ivania e Minerva, por sempre me apoiarem e desejarem, incondicionalmente, meu sucesso em todos os desafios da minha vida.

AGRADECIMENTOS

Ao longo da caminhada, na elaboração desta dissertação de mestrado, pude compreender que, apesar da exaustiva dedicação à essa missão, nada seria construído sem a colaboração de várias pessoas. Essas, sem dúvida, são grandes amigos ou pessoas altruístas que torceram pelo sucesso na conclusão deste trabalho.

“Educação é o caminho”, são palavras repetidas constantemente por minha mãe, as escuto desde que me entendo por gente. Agradeço à Maria Sonia Bruno de Silva, minha mãe, por todo amor, apoio material e espiritual, prestado em todos os passos da minha vida. Agradeço a ela também por ser meu grande exemplo de luta e superação de desafios.

À minha amada esposa e grande amiga, Luana Batista, por todo amor, carinho, apoio e incentivo no decorrer deste trabalho. Agradeço a ela também por suas incansáveis horas de revisão de texto, inclusive dentro do Metrô-RJ (linha 2) no trajeto casa-trabalho-casa.

Agradeço à Petrobras, nesse momento, representada pelos gerentes Marcos Bueno e Rogério Cunha. Eles acreditaram, deram a oportunidade e incentivo ao meu desenvolvimento profissional. Contribuíram com todos os insumos necessários à elaboração e execução deste trabalho de mestrado.

Ao orientador, Marco Antonio Cetale Santos por ceder seu tempo, pelas sugestões, discussões teóricas, apoio e orientação para que tudo desse certo no decorrer do estudo.

Ao meu co-orientador Luiz Alberto Santos, por ceder seu tempo à minha carreira acadêmica e formação profissional. Agradeço também a ele por me mostrar que o conhecimento prático é complementar às extensas horas de leitura, um hábito que deve existir por toda minha vida profissional.

Agradeço a Maristela Moreira e a toda equipe da secretaria do departamento de geofísica UFF por sempre prestarem atendimento com simpatia e eficiência para todas as demandas burocráticas do mestrado.

Agradeço ao amigo João Batista Boechat, por se mostrar, a todo tempo, bem-humorado e disposto a ajudar. Ele fez grandes contribuições técnicas que foram imprescindíveis. Sem elas o caminho teria sido muito mais difícil.

Aos grandes mentores, Ana Zélia, Arlindo Yamato, André Romanelli, e Carlos Varela. Essas pessoas sempre estiveram dispostas a me receber para discussões

teóricas e esclarecimentos às mais diversas dúvidas. Desde assuntos básicos aos avançados, eles sempre estiveram munidos de conhecimento prático e material bibliográfico. Não somente durante o mestrado, mas também por toda minha carreira de geofísico.

Aos amigos Daniel Miranda, Erick Talarico, Marcela Bastos, Marcelo dos Santos e Sergio Magalhães pela contribuição com discussões teóricas sobre matemática e linguagens de programação.

Agradeço ao geofísico Claudio Guerra e ao aluno de Doutorado da UFF Felipe Timóteo pelas discussões sobre migração.

Agradeço ao engenheiro André Bulcão, pelas contribuições técnicas na modelagem sísmica.

Agradeço ao geofísico Bruno Dias, pelas sugestões e grandes colaborações nos momentos-chaves durante a execução e parametrização da modelagem sísmica.

Aos amigos de trabalho, Fabio Costa, João Gil, Manuela Caldas e Marco Carlotto pelas discussões e material bibliográfico à respeito da Bacia de Santos.

Agradeço também às amigas, Barbara Teixeira, Livia Falcão e Marias Reis que contribuíram com material e/ou sugestões importantes na organização do texto da dissertação.

Aos amigos de trabalho na Petrobras Adriana Freitas, Bruno Nabuco, Edimar Perico, João Freitas, Mayara Aquino, Marcia Nogueira, Matheus Mendes e Rodrigo Baptista. Todos eles contribuíram enormemente, de alguma forma, com amizade, apoio, discussões teóricas e bibliografia.

Outros agradecimentos são expressos também aos grandes amigos Leonardo Goulart, Thiago Marcello e Victor Camões. Eles contribuíram com sua amizade e apoio durante todo o mestrado. Juntos criamos a *Game of Boards*, empresa que surgiu pouco antes do início do mestrado e que até hoje nos mostra que o trabalho e resiliência fazem parte da superação de qualquer desafio.

Não é o crítico que importa, nem aquele que mostra como o homem forte tropeça, ou onde o realizador das proezas poderia ter feito melhor. Todo o crédito pertence ao homem que está de fato na arena; cuja face está arruinada pela poeira, pelo suor e pelo sangue; aquele que luta com valentia; aquele que erra e tenta de novo e de novo; aquele que conhece o grande entusiasmo, a grande devoção e se consome em uma causa digna; aquele que ao menos conhece, ao fim, o triunfo de sua realização, e aquele que na pior das hipóteses, se falhar, ao menos falhará agindo excepcionalmente, de modo que seu lugar não seja nunca junto àquelas almas frias e tímidas que não conhecem nem vitória nem derrota.

(Theodore Roosevelt)

RESUMO

No intervalo pré-sal da Bacia de Santos o uso da análise *AVO* (*Amplitude Versus Offset*) demanda maior atenção devido ao tipo de rocha (carbonatos), à presença de ruídos e iluminação inadequada. A complexa geometria do sal, intervalo evaporítico da Bacia de Santos, provoca iluminação diferenciada nos dados sísmicos. Esta é a principal causa de problemas nas amplitudes sísmicas no pré-sal, afetando negativamente o sinal sísmico desse intervalo. A modelagem sísmica é uma ferramenta essencial para entender o sinal sísmico e suas variações sob influência da litologia e da complexa geometria do modelo. O *AVO* é diretamente influenciado por problemas originados com baixa qualidade do dado sísmico e iluminação inadequada, ambos de difícil correção durante o processamento. Na Bacia de Santos o sal caracteriza-se principalmente por domos e mini-bacias. Essa geometria é um fator importante na iluminação sísmica, convergindo ou dispersando a energia, causando grande influência nas amplitudes sísmicas do pré-sal. Esta dissertação tem como objetivo avaliar o comportamento de *AVO* na base do sal para diferentes geometrias do topo do sal. O método utilizado se baseia em simulação numérica elástica em nove modelos, um deles possuindo camadas horizontais e plano-paralelas (modelo plano) e outros oito com topo do sal variando senoidalmente. Dessa forma, permitiu-se criar um efeito de domos e mini-bacias para o topo do sal, tendo o controle da amplitude e comprimento de onda da estrutura. Todos os modelos foram migrados com um algoritmo *Kirchhoff* em profundidade e o comportamento das amplitudes analisado em famílias de *common reflection points* (*CRP*), ou seja, no dado aberto. A metodologia desenvolvida visa produzir estatísticas da variação do *AVO*, quantificar esta variação comparando-a com a resposta teórica de *AVO* dada pelas equações de Zoeppritz. Os resultados mostram que o *AVO*, observado na base do sal, é influenciado pela geometria do sal. Quando seu topo exhibe maiores relevos e menores comprimentos de ondas estruturais, observa-se maior interferência no sinal sísmico. Já nas regiões de sal com menores amplitudes e maiores comprimentos de onda estrutural há pouca ou nenhuma influência tornando-se possível obter parâmetros das rochas em subsuperfície (tais como: módulo de *Bulk*, módulo de cisalhamento, razão de Poisson e densidade) por inversão dos dados sísmicos.

Palavras-chave: sequência evaporítica, mini-bacia, Pré-Sal, iluminação sísmica, *AVA*, *AVO*.

ABSTRACT

AVO analysis (Amplitude Versus Offset) for the pre-salt interval of Santos Basin requires sharp attention due to the type of rock (carbonates), noise level and inadequate illumination. The complex salt geometry causes inhomogeneous differentiated illumination on the seismic data. This is the main cause of problems on seismic amplitudes in the pre-salt interval of Santos Basin, affecting the seismic signal of this interval. Seismic modeling is an essential tool to understand the seismic response and its variations with the influence of lithology and structural features. AVO behavior is directly affected by poor quality seismic data and inadequate illumination, which are challenging to correct by processing. Domes and mini-basins are the main salt geometry in Santos Basin. This characteristic directly affects the seismic illumination, focusing or dispersing the energy, affecting seismic amplitudes of the pre-salt interval. This work aims to study the AVO response for the base of salt surface for different top of salt geometries, considering domes and mini-basins. The method used was based on numerical elastic seismic simulation for nine models, one of them with horizontal and plane-parallel layers (base model) and the other eight with top of salt surface varying according to a sine curve. It was possible to create an effect of dome and mini-basins to the top of salt with total control of amplitude and wavelength of the structure. All models were depth migrated by Kirchhoff algorithm. Amplitudes behavior was analyzed at common reflection point gathers (CRP). The methodology purpose is to produce statistics of AVO curve and quantify its variation with respect to the theoretical AVO curve given by Zoeppritz equations. The results show that AVO observed at the base of salt is affected by the geometry of the top of salt. Top of salt with larger structural amplitudes and small wavelengths affects more the seismic signal. In regions with smaller amplitudes and larger structural wavelengths for the top of salt there is a little or no influence in the seismic signal. This allows reliable estimations of geological parameters (such as Bulk modulus, shear modulus, Poisson ratio and density) obtained by inversion of seismic data.

Keywords: evaporitic sequence, mini-basin, Pre-Salt, seismic illumination AVO, AVA.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 2.1: REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO MOVIMENTO DAS PARTÍCULAS QUANDO ATINGIDAS PELA ONDA S (À ESQUERDA) E ONDA P (À DIREITA), ADAPTADO DE CHOPRA E CASTAGNA (2014).	21
FIGURA 2.2: GRÁFICO COM REPRESENTAÇÃO DA TÍPICA CURVA TENSÃO-DEFORMAÇÃO PARA UM CORPO SÓLIDO. (MODIFICADO DE KEAREY, 2002)	23
FIGURA 2.3: REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DOS ENSAIOS QUE PERMITEM ESTIMAR OS MÓDULOS ELÁSTICOS: A – MÓDULO DE YOUNG; B – MÓDULO DE INCOMPRESSIBILIDADE; C – MÓDULO DE CISLHAMENTO E D – MÓDULO AXIAL. (MODIFICADO DE KEAREY, 2002)	24
FIGURA 2.4: REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO MÓDULO DE POISSON.....	26
FIGURA 2.5: DESENHO ESQUEMÁTICO APRESENTANDO A PARTIÇÃO DE UMA ONDA P PLANA INCIDENTE EM INTERFACE QUE DIVIDE DOIS MEIOS COM PROPRIEDADES DISTINTAS: VELOCIDADE DA ONDA P (V_p), VELOCIDADE DA ONDA S (V_s) E DENSIDADE (ρ), OS ÍNDICES 1 E 2 PARA MEIO 1 E MEIO 2 RESPECTIVAMENTE. θ E ϕ SÃO OS ÂNGULOS QUE O RAIOS DA ONDA P E S RESPECTIVAMENTE FAZEM COM A NORMAL A INTERFACE (LINHA TRACEJADA), SENDO OS ÍNDICES: I – RAIOS INCIDENTE; R – REFLEXÃO, T - TRANSMISSÃO. A ONDA P INCIDENTE É PARTICIONADA EM ONDAS REFLETIDAS E TRANSMITIDAS S E P REPRESENTADAS NA FIGURA RESPECTIVAMENTE POR RPS, RPP, TPS E TPP (MODIFICADO DE CHOPRA & CASTAGNA, 2014)...	28
FIGURA 2.6: COMPARAÇÃO DAS CURVAS R_p . LINHA VERMELHA ESPESSA - EQUAÇÕES DE ZOEPPRITZ; LINHA VERMELHA FINA - APROXIMAÇÃO DE AKI E RICHARD (1980). O CÁLCULO DAS CURVAS DE R_p CONSIDERA OS PARÂMETROS ENCONTRADOS NA TABELA 3.2 (SAL E PRÉ-SAL) PARA CONSTRUÇÃO DOS MODELOS ESTUDADOS. GRÁFICO MODIFICADO DO ALGORITMO DESENVOLVIDO PELO PROJETO CREWES (CONSORTIUM FOR RESEARCH IN ELASTIC WAVE EXPLORATION SEISMOLOGY).	31
FIGURA 2.7: COMPARAÇÃO DAS APROXIMAÇÕES COM TRÊS E DOIS TERMOS, EQUAÇÕES (2.17)(2.22). O CÁLCULO DAS CURVAS DE R_p CONSIDERA OS PARÂMETROS ENCONTRADOS NA TABELA 3.2 (SAL E PRÉ-SAL) PARA CONSTRUÇÃO DOS MODELOS ESTUDADOS. NOTA-SE QUE PARA O CONTRASTE DE V_p , DESTA DISSERTAÇÃO, O PARÂMETRO C (TAMBÉM CHAMADO DE CURVATURA) É DESPREZÍVEL PARA ÂNGULOS MAIORES DO QUE 30º, PONDO ESTENDER A APROXIMAÇÃO DA RETA ATÉ 40º.	33
FIGURA 2.8 REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO CONCEITO DE DISCRETIZAÇÃO DE UM CAMPO DE ONDA NO INSTANTE T. À ESQUERDA CAMPO NO MEIO CONTINUO, A DIREITA O MESMO CAMPO REPRESENTADO DE FORMA DISCRETA (NOTA-SE QUE A ONDA É CONVERTIDA EM UMA MATRIZ FORMADA POR UM CONJUNTO DE PONTOS OU CÉLULAS ESPAÇADOS NA DIMENSÃO Z POR X, NO CASO 10 POR 10 PONTOS). NOTA-SE QUE QUANTO MENOR A CÉLULA OU ESPAÇAMENTO ENTRE OS PONTOS, COM MAIS DETALHE SERÁ REPRESENTADO O CAMPO DE ONDA.	36
FIGURA 2.9: MAPA DE LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA BACIA DE SANTOS (MODIFICADO DO APLICATIVO GOOGLE MAPS).....	40
FIGURA 2.10: REPRESENTAÇÃO DO PALEOMAPA DO PERÍODO JURÁSSICO TARDIO (152MA) DESTACANDO O SUPERCONTINENTE GONDWANA (SUPERCONTINENTE QUE UNIA A ÁFRICA, AMÉRICA DO SUL, ANTÁRTIDA E AUSTRÁLIA). O PONTO VERMELHO REPRESENTA A LOCALIZAÇÃO APROXIMADA DA BACIA DE SANTOS (MODIFICADO DE SCOTese, 2002).	41
FIGURA 2.11: MECANISMOS DE CRESCIMENTO DE ESTRUTURAS HALOCINÉTICAS. (A) FLUTUABILIDADE; (B) SOBRECARGA DIFERENCIAL; (C) ESPALHAMENTO GRAVITACIONAL, FORÇA DA GRAVIDADE DISSIPA O ALÍVIO NO TOPO DE CORPOS DE SAL; (D) CONDUTIVIDADE TERMAL EM ÁREAS DE ALTO GRADIENTE GEOTERMAL, ONDE O SAL PODE SE MOVIMENTAR EM PROFUNDIDADES BEM MAIS RASAS. (E) COMPRESSÃO, O SAL ATUA COMO UMA ZONA DE DESCOLAMENTO PARA CAMADAS EM CINTURÕES DE	

DOBRAMENTO E CAVALGAMENTOS; (F) DISTENSÃO, ROLLOVERS DE SAL FORMAM UMA ZONA DE DESCOLAMENTO SOB AS FALHAS LÍSTRICAS NORMAIS, DISTENDENDO A COBERTURA; E (G) DESLIZAMENTO GRAVITACIONAL. MODIFICADO DE CALDAS (2007).	43
FIGURA 2.12: SEÇÃO SÍSMICA DA REGIÃO DO BLOCO LIBRA. O HORIZONTE EM COR ROSA REPRESENTA O TOPO DO SAL E APRESENTA ALTOS E BAIXOS. EM 1 - MINI BACIA GRANDE E BEM DESENVOLVIDA, 2 – CONJUNTO DE ALTOS E BAIXOS FORMANDO UM CONJUNTO DE MINI BACIAS. NOTAR COMO ESSAS ESTRUTURAS (OBSERVAR O TOPO DO SAL) SE ASSEMELHAM A UMA CURVA SENOIDE A PRIMEIRA COM GRANDE AMPLITUDE E COMPRIMENTO DE ONDA E A SEGUNDA COM PEQUENA AMPLITUDE E PEQUENO COMPRIMENTO DE ONDA. (MODIFICADO DE CARLOTTO ET. AL, 2017)	44
FIGURA 2.13: À ESQUERDA, LUPA COM LENTE CONVERGENTE CONCENTRANDO OS RAIOS DE LUZ SOLAR EM UM PONTO FOCAL (PONTO BRILHANTE) NA FOLHA DE PAPEL. À DIREITA MODELO DE VELOCIDADES REPRESENTANDO UMA SEÇÃO COM MINI BACIAS DE SAL, AS LINHAS BRANCAS SÃO MODELAGEM DE RAIOS SÍSMICOS ASCENDENTES. OBSERVA-SE QUE ASSIM COMO A LUZ É DISTORCIDA PELA LENTE (A ESQUERDA) O RAIOS SÍSMICO (TRAÇOS BRANCOS NA IMAGEM À DIREITA) TAMBÉM É DISTORCIDO PELO SAL. A DISTÂNCIA ENTRE OS PICOS DO TOPO DO SAL (DOMOS) É DE 5000M E A PROFUNDIDADE DA BASE DO SAL ESTÁ EM 5540M.	45
FIGURA 3.1. FLUXOGRAMA DE TRABALHO PARA A METODOLOGIA ADOTADA.	48
FIGURA 3.2: COMPARAÇÃO ENTRE (A) - MODELO PRINCIPAL E (B) – MODELO FLOOD CORRESPONDENTE	51
FIGURA 3.3: REPRESENTAÇÃO DOS PARÂMETROS AMPLITUDE ESTRUTURAL E LAMBDA ESTRUTURAL. OS PARÂMETROS SÃO OS MESMOS OBSERVADOS EM UMA CURVA SENO, A AMPLITUDE OSCILA SIMETRICAMENTE EM UMA COTA CENTRAL DE 4000M E O LAMBDA ESTRUTURAL REPRESENTA O AFASTAMENTO ENTRE OS PICOS.	52
FIGURA 3.4: DESENHO ESQUEMÁTICO (FORA DE ESCALA) REPRESENTANDO A GEOMETRIA UTILIZADA PARA MODELAGEM ELÁSTICA. O MODELO POSSUI 40KM DE EXTENSÃO E APROXIMADAMENTE 10KM DE PROFUNDIDADE.	53
FIGURA 3.5: A - B = C, ONDE (A) - SISMOGRAMA COMPLETO; (B) - SISMOGRAMA FLOOD E (C) - SISMOGRAMA RESULTANTE DA SUBTRAÇÃO. O SISMOGRAMA C POSSUI MENOS RUÍDOS E APRESENTA APENAS UMA INTERFACE: A BASE DO SAL. OS EVENTOS OBSERVADOS NO SISMOGRAMA SÃO A ONDA DIRETA (1), FUNDO DO MAR (2); TOPO DO SAL (3) E BASE DO SAL (4). DIMENSÕES: TODOS OS SISMOGRAMAS TÊM 8100M NA HORIZONTAL E 10 SEGUNDOS NA VERTICAL.	54
FIGURA 3.6: COMPARAÇÃO ENTRE OS CRPs DO MODELO PLANO COM E SEM SUBTRAÇÃO DO MODELO FLOOD. DADOS MIGRADOS (CRPs): A – MODELO PRINCIPAL, B – MODELO SUBTRAÍDO. NOTA-SE QUE OS CRPs “B” POSSUEM APENAS UMA INTERFACE (BASE DO SAL) E SÃO MAIS LIMPOS DE RUÍDOS, PROPORCIONANDO UMA MELHOR ANÁLISE DAS AMPLITUDES NA INTERFACE DE ESTUDO.	55
FIGURA 3.7: MIGRAÇÃO KPSDM, A – SHOT GATHER, B – MODELO DE VELOCIDADE SUAVIZADO, C – DADO MIGRADO (CRPs).	57
FIGURA 3.8: CRITÉRIO PARA SELEÇÃO DOS CRPs PARA ANÁLISE COMPARATIVA DE AVO. A – MODELO 1000/20000; B – MODELO 200/5000; C – FAMÍLIAS CRPs DE A NOS PONTOS SELECIONADOS P - PICO, I – INFLEXÃO, V – VALE. AINDA EM C, NO EIXO X TEM-SE OFFSET (DE 0 À 8KM) , NO EIXO Y A COTA (PROFUNDIDADE) E AS CORES REPRESENTAM AS AMPLITUDES. O EVENTO COM MAIS DESTAQUE NOS CPRs CORRESPONDE À BASE DO SAL.	59
FIGURA 3.9: GRÁFICO AVO PRA O MODELO 1000/ 20000.	60
FIGURA 3.10: MODELAGEM POR TRAÇADO DE RAIOS. PELA LEI DE SNELL O ÂNGULO DE REFLEXÃO DE UM RAIOS É IGUAL AO ÂNGULO DE INCIDÊNCIA, SENDO ASSIM, OS RAIOS FORAM MODELADOS SIMETRICAMENTE: ÂNGULOS NEGATIVOS REPRESENTAM FONTES E OS POSITIVOS RECEPTORES. O MODELO DE VELOCIDADE FOI SUAVUZADO PARA FAVORECER O MÉTODO.	61
FIGURA 3.11: DESENHO ESQUEMÁTICO APRESENTANDO CONVERSÃO AVO EM AVA	62

FIGURA 3.12: GRÁFICO AVA PARA O MODELO 1000/4000. CURVA AZUL REPRESENTA O PONTO DE PICO. A CURVA PRETA REPRESENTA O AVA TEÓRICO. AS LINHAS FINAS SÃO RETAS DE REGRESSÃO LINEAR PARA CADA CURVA AVA, CUJA COR SEGUE O MESMO PADRÃO. OS PARÂMETROS GRADIENTE E O R^2 ESTÃO REPRESENTADOS EM CADA EQUAÇÃO. NO EIXO X TEM-SE $\sin^2\theta$, NO EIXO Y A AMPLITUDE.	63
FIGURA 3.13: GRÁFICOS DE R^2 POR LAMBDA ESTRUTURAL (A E B) E GRADIENTE POR LAMBDA ESTRUTURAL (C E D). A ESQUERDA MODELOS COM AMPLITUDE ESTRUTURAL DE 1000 METROS E A DIREITA MODELOS COM AMPLITUDE ESTRUTURAL DE 200 METROS.	64
FIGURA 4.1: MODELOS DE PROPRIEDADES VP, VS E DENSIDADE GERADOS. O PRIMEIRO MODELO À ESQUERDA REPRESENTA O MODELO PLANO.	69
FIGURA 4.2: CRPS GATHERS DA BASE DO SAL DE CADA MODELO DA FIGURA 4.1. NOS CRPS OS PONTOS P, I E V REPRESENTAM RESPECTIVAMENTE OS PONTOS DE PICO, INFLEXÃO E VALE. O RÓTULO M.P. INDICA O MODELO PLANO. NO ANEXO 7.4 É POSSÍVEL VER UMA VERSÃO, COM MAIS DETALHES, DE CADA MODELO E O RESPECTIVO CRP.	70
FIGURA 4.3: MODELOS DE PROPRIEDADES (EM TONS CINZA) E RESPECTIVAS AMPLITUDES DAS BASES DO SAL, DADOS MIGRADOS E EMPILHADOS (EM ESCALA COLORIDA). A ESCALA VERTICAL DOS MODELOS ESTÁ COMPRIMIDA E OS MODELOS FORAM CORTADOS RENTE AO TOPO DO SAL (FEIÇÃO COM TOPO ONDULADO). O RÓTULO (À DIREITA) NOS MODELOS INDICA “AMPLITUDE ESTRUTURAL / LAMBDA ESTRUTURAL”. NO DADO EMPILHADO PODE-SE NOTAR O EFEITO DE FOCALIZAÇÃO E DISPERSÃO DAS AMPLITUDES SÍSMICAS. OBSERVA-SE QUE OS MODELOS MAIS AFETADOS POR ESSES EFEITOS, FOCALIZAÇÃO E DISPERSÃO, SÃO OS QUE POSSUEM MAIOR AMPLITUDE ESTRUTURAL E MENORES LAMBDA ESTRUTURAS. NESTA FIGURA TEM-SE UMA VISUALIZAÇÃO CLARA DA INFLUÊNCIA DA GEOMETRIA DO TOPO DO SAL AFETANDO SIGNIFICATIVAMENTE AS AMPLITUDES SÍSMICAS.	72
FIGURA 4.4: COMPARAÇÃO ENTRE AS CURVAS AVA DO MODELO PLANO (DE CAMADAS PLANO PARALELAS) E A TEÓRICA (ZOEPPRITZ). AS LINHAS PONTILHADAS REPRESENTAM AS RESPECTIVAS RETAS DE REGRESSÃO LINEAR. OBSERVA-SE QUE OS ATRIBUTOS R^2 E GRADIENTE DO MODELO PLANO ESTÃO BEM PRÓXIMOS DO TEÓRICO. AS AMPLITUDES FORAM NORMALIZADAS PELO ÂNGULO DE 3°	73
FIGURA 4.5: A – DELTA DO MODELO PLANO; B – VARIAÇÃO DO DELTA PARA O MODELO 1000/4000, A LINHA PONTILHADA REPRESENTA O MODELO PLANO.	74
FIGURA 4.6: GRÁFICOS DE AMPLITUDE POR SENO AO QUADRADO DO ÂNGULO. A LINHA PRETA TRACEJADA REPRESENTA O MODELO TEÓRICO. LINHAS AZUL, VERMELHA E VERDE REPRESENTAM O PICO, INFLEXÃO E VALE RESPECTIVAMENTE. NO EIXO VERTICAL TEM-SE O VALOR DA AMPLITUDE NO HORIZONTAL O VALOR DO SENO AO QUADRADO DO ÂNGULO.	76
FIGURA 4.7: GRÁFICOS DE CONFIABILIDADE E GRADIENTE PARA TODOS OS MODELOS. NA LINHA SUPERIOR AMPLITUDE ESTRUTURAL DE 1000 METROS, LINHA INFERIOR AMPLITUDE ESTRUTURAL DE 200 METROS. A LINHA TRACEJADA INDICA O LAMBDA ESTRUTURAL DE 6650 METROS. A E B – GRÁFICOS DE R^2 PARA TODOS OS LAMBDA, C E D – GRÁFICOS DO GRADIENTE PARA TODOS OS LAMBDA.	79
FIGURA 4.8: TRAÇADO DE RAIOS PARA O PONTO PICO NO MODELO 1000/4000 (MODELO MAIS INFLUENCIADO PELA GEOMETRIA DO TOPO DO SAL). NOTA-SE QUE A DISTRIBUIÇÃO DOS RAIOS SE APRESENTA COM ESPALHAMENTO HOMOGÊNEO, NÃO POSSUI QUAISQUER CRUZAMENTOS OU ONDAS REFRATADAS NA SUPERFÍCIE TOPO DO SAL.	80
FIGURA 4.9: TRAÇADO DE RAIOS PARA O PONTO DE INFLEXÃO: (A) - MODELO 1000M/5000M E (B) – MODELO 1000M/4000M. OS GRÁFICOS EM A E B SÃO A CURVA AVA, ONDE A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O MODELO TEÓRICO, A LINHA VERMELHA É A CURVA PARA O PONTO DE INFLEXÃO. EM (B) TEM-SE A CURVA DE AVA NO PONTO DE INFLEXÃO. OBSERVA-SE MUDANÇA DE	

ESCALA NA AMPLITUDE EM 21° E FORTE QUEDA EM 33°. O PONTO AZUL NO TOPO DO SAL REPRESENTA ONDE O RAIOS INCIDENTE DE 21° TOCA A SUPERFÍCIE DO TOPO DO SAL.....	82
FIGURA 4.10: A - TRAÇADO DE RAIOS PARA O PONTO DE VALE NO MODELO 1000M/4000M ONDE FORAM OBSERVADOS ZONA DE SOMBRA E CRUZAMENTO DE RAIOS; B - TRAÇADO DE RAIOS PARA O PONTO VALE NO MODELO 1000M/6650M, LAMBDA A PARTIR DO QUAL NÃO SE OBSERVA MAIS ZONA DE SOMBRA OU CRUZAMENTO DE RAIOS DENTRO DA FAIXA ESTUDADA (CRUZAMENTOS QUE OCORREM EM ÂNGULOS MUITO GRANDES: 44° E 45°). NOS GRÁFICOS A LINHA VERDE REPRESENTA A CURVA AVA E LINHA TRACEJADA A CURVA TEÓRICA.....	84
FIGURA 7.1: VERSÃO AMPLIADA DO MODELO PLANO ENCONTRADO NA FIGURA 4.2.....	111
FIGURA 7.2: VERSÃO AMPLIADA DO MODELO 1000M/4000M ENCONTRADO NA FIGURA 4.2.....	112
FIGURA 7.3: VERSÃO AMPLIADA DO 1000M/5000M ENCONTRADO NA FIGURA 4.2.....	113
FIGURA 7.4: VERSÃO AMPLIADA DO MODELO 1000M/6650M ENCONTRADO NA FIGURA 4.2.....	114
FIGURA 7.5: VERSÃO AMPLIADA DO MODELO 1000/10000 ENCONTRADO NA FIGURA 4.2.....	115
FIGURA 7.6: VERSÃO AMPLIADA DO MODELO 1000/20000 ENCONTRADO NA FIGURA 4.2.....	116
FIGURA 7.7: VERSÃO AMPLIADA DO 200M/5000M ENCONTRADO NA FIGURA 4.2.....	117
FIGURA 7.8: VERSÃO AMPLIADA DO MODELO 200M/10000 ENCONTRADO NA FIGURA 4.2.....	118
FIGURA 7.9: VERSÃO AMPLIADA DO MODELO 200M/20000 ENCONTRADO NA FIGURA 4.2.....	119

LISTA DE TABELAS

TABELA 3.1: CARACTERÍSTICAS DOS MODELOS	50
TABELA 3.2: TABELA COM AS PROPRIEDADES USADAS PARA O PREENCHIMENTO DAS CAMADAS DOS MODELOS. VALORES CALCULADOS A PARTIR DE UMA MÉDIA DE ALGUNS POÇOS DA BACIA DE SANTOS E DA LITERATURA MAVKO (2003). Z = PROFUNDIDADE (METROS), VP = VELOCIDADE DE ONDA COMPRESSIONAL, VS = VELOCIDADE DE ONDA CISALHANTE.	50
TABELA 3.3: PARÂMETROS DA INTERFACE TOPO DO SAL PARA CADA MODELO. A COTA CENTRAL DE OSCILAÇÃO DO SENO É IGUAL A 4000 METROS	50
TABELA 3.4: TABELA COM OS PARÂMETROS DE MODELAGEM, SIMULAÇÃO DE UMA AQUISIÇÃO SÍSMICA MARÍTIMA 2D.	53
TABELA 3.5: PARÂMETROS DE MIGRAÇÃO.....	57
TABELA 3.6: VALORES DE DELTAS PARA O PARÂMETRO R^2	66
TABELA 3.7: VALORES DE DELTAS PARA O PARÂMETRO GRADIENTE.	66
TABELA 4.1: MATRIZ COMPARATIVA COM O VALOR ABSOLUTO DE R^2 E GRADIENTE, BEM COMO AS RESPECTIVAS VARIAÇÕES COM BASE NOS MESMOS VALORES DO MODELO TEÓRICO. A – R^2 ; B – GRADIENTE; C - VARIAÇÃO DO R^2 ; D - VARIAÇÃO DO GRADIENTE.	78

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
1.1	Objetivo e Motivação	19
1.2	Estrutura da Dissertação	19
2	Aspectos teóricos.....	20
2.1	Propagação de Ondas Sísmicas	20
2.2	Parâmetros Elásticos do Meio de Propagação.....	22
2.2.1	Módulo de Young (E).....	24
2.2.2	Módulo de Cisalhamento (μ)	24
2.2.3	Módulo de Incompressibilidade (K)	24
2.2.4	Módulo Axial (ψ).....	25
2.2.5	Razão de Poisson (ν)	25
2.3	Partição da Onda	26
2.4	Transmissão e Reflexão da onda Sísmica na Interface (equações de Zoeppritz) 29	
2.5	Aproximações da equação de Zoeppritz	30
2.6	Modelagem Sísmica	33
2.6.1	Modelagem por diferenças finitas (MDF) na resolução da equação da onda 35	
2.6.2	Modelagem Acústica e Elástica.....	38
2.7	Aspectos Geológicos da Bacia de Santos.....	39
3	METODOLOGIA	46
3.1	Modelagem.....	49
3.1.1	Construção dos Modelos.....	49
3.1.2	Simulação Numérica (Modelagem elástica)	52
3.2	Migração.....	53

3.2.1	Preparação dos dados de entrada	53
3.2.2	Migração KPSDM (<i>Kirchhoff pre stack depth migration</i>)	56
3.3	Análise AVA	58
3.3.1	Seleção dos <i>Common Reflection Points</i> (CRPs).....	58
3.3.2	Conversão AVO em AVA	59
3.3.3	Gráficos AVA, Coeficiente de Rendimento (R^2) e Gradiente.....	62
3.3.4	Matriz Comparativa	65
4	Resultados e Discussões.....	67
4.1	Modelos e Dados Migrados.....	68
4.2	AVA Teórico	72
4.3	Variação do R^2 e Gradiente.....	77
4.3.1	O R^2 e o Gradiente no Pico	79
4.3.2	O R^2 e o Gradiente na Inflexão.....	80
4.3.3	O R^2 e o Gradiente no Vale.....	83
5	Conclusões	85
5.1	Sugestões para Trabalhos Futuros	86
6	BIBLIOGRAFIA:.....	88
7	ANEXOS.....	93
7.1	ANEXO 1: Código para criação de modelos	93
7.2	ANEXO 2: Modelagem por traçado de raios	100
7.3	ANEXO 3:Código Função Binário para MatatLab	110
7.4	ANEXO 4: Visão ampliada da Figura 4.2.	111

1 INTRODUÇÃO

Através da interpretação de dados sísmicos são extraídas informações geométricas, das estruturas geológicas, e informações do sinal sísmico que refletem as propriedades geofísicas do meio. Essas propriedades são indiretamente estimadas do campo de ondas que se propagaram no meio através da análise das amplitudes e da variação da amplitude com o afastamento (*offset*). As amplitudes sofreram influência da geometria das camadas acima quando entre elas existem contraste de velocidade e/ou densidade. Interfaces com geometrias complexas, separando altos contrastes de velocidade, distorcem o campo de onda comprometendo a análise do sinal sísmico: amplitudes e a variação da amplitude com o afastamento (*AVO*, *amplitude versus offset*). Distorções no sinal sísmico devem ser analisadas a fim de buscar os principais objetivos do método sísmico, que são os de determinar com confiabilidade as propriedades elásticas e a posição das camadas geológicas em subsuperfície (Rosa, 2010).

Para essa dissertação preocupou-se em analisar somente o efeito da geometria do topo do sal na variação da amplitude com o ângulo. Para isso trabalhou-se com dado modelado (modelagem elástica) afim de isolar todos os efeitos condizentes a um dado real. Focou-se na influência da geometria do topo do sal, desconsiderando problemas oriundos do processo de aquisição e processamento do dado sísmico. Tanto a simulação numérica elástica quanto o processamento foram adequados aos modelos de propriedades utilizados para que no dado sísmico estudado as amplitudes e a variação das amplitudes com o afastamento representassem com fidelidade o modelo de propriedades.

Ostrander (1984) identifica que as amplitudes sísmicas e sua variação com o afastamento podem diferenciar as anomalias associadas a gás de anomalias de outra natureza. Esse foi o primeiro passo para a difusão da análise *AVO* em companhias petrolíferas. A descoberta é tão importante que, por décadas, o *AVO* é usado como *um* indicador direto de hidrocarboneto (*direct hydrocarbon indicator, DHI*) na prospecção de petróleo para a região do pós-sal das principais bacias petrolíferas brasileiras (ex. Bacias de Campos e Espírito Santo).

Com a descoberta do pré-sal, no início da década de 2000, passou-se a dar mais foco às rochas carbonáticas. Essas rochas, a partir da base do sal, formam os principais reservatórios da seção pré-sal. Esta descoberta veio com um grande

desafio, espessa e complexa camada de sal acima do intervalo de interesse. A camada de sal não só dificultava a perfuração como também a análise das amplitudes sísmicas, pois a região abaixo do sal não possui iluminação sísmica adequada. O sal já era um conhecido problema nos campos do Golfo do México, Muerdter (1997) fez um estudo de iluminação utilizando a técnica de traçado de raios. O autor mostra que a morfologia do sal causa grandes alterações na amplitude e no AVO usando contagem de raios que contemplam os afastamentos curtos, médios e longos e prova que a morfologia do sal causa grandes variações na amplitude e no AVO.

Além da dificuldade imposta pela camada de sal, o AVO nas rochas carbonáticas, ainda que promissor, representava um desafio (Li e Downton, 2000). A própria análise AVO simplesmente não respondia bem para rochas carbonáticas. Muerdter *et al* (2001) utilizam modelagem e traçado de raios, baseados nas camadas de sal do Golfo do México, e concluem que o AVO sofre influência da direção de tiro. Os autores identificam uma zona de sombra sob flancos de sal com inclinação maior que o ângulo crítico. Com o decorrer do tempo, o melhor entendimento das propriedades das rochas carbonáticas e os avanços no processamento de dados sísmicos, o uso do AVO para caracterização de reservatórios carbonáticos tornou-se mais praticado (Li e Goodway, 2003).

Askin *et al* (2010) dizem que a irregularidade da iluminação sísmica distorce o sinal sísmico e inviabiliza a análise de *Amplitude versus Offset*. Os autores desenvolvem uma metodologia para avaliar a iluminação como uma função do ângulo de abertura para migração empregando a equação da onda. Os resultados podem ser usados para avaliar os efeitos da iluminação no sinal sísmico.

A geração de imagens de dados sísmicos em áreas com estruturas complexas de sal, como o pré-sal da Bacia de Santos ou áreas sub-sal do Golfo do México (GOM), é desafiadora, pois o campo de onda é distorcido significativamente, à medida que passa por essa complexidade geológica. Isso causa uma iluminação desigual nos refletores abaixo dessas estruturas complexas de sal que os métodos de migração convencionais não compensam de forma correta. Na busca por melhores imagens Gherasim *et al* (2010) apresentam uma metodologia que melhora as imagens sub-sal pela atribuição de pesos de iluminação nos *angle-gathers* e resultados interessantes quanto ao melhoramento da imagem sob estruturas complexas. Trabalhos como esse, focado no dado aberto, não apresentam uma solução para os defeitos de iluminação,

como zonas de sombra, mas demonstram como o dado sísmico pode ser significativamente melhorado.

Ainda não é de costume o uso de análise *AVO* na exploração do pré-sal da Bacia de Santos como rotineiramente é feito no pós-sal. A exploração do pós-sal é muito embasada no sinal sísmico para caracterização de DHIs (como análise *AVO* e atributos extraídos de inversão sísmica), contudo, exploração do pré-sal exige um bom imageamento estrutural (Farmer, 2011). A amplitude do intervalo pré-sal é profundamente afetada pela iluminação sísmica e pelo modelo de velocidade do sal utilizado para migração, acarretando consequências diretamente na caracterização desses reservatórios. Jardim (2015) e Falcão (2017), fazendo uso de modelagem sísmica, mostram como a riqueza de detalhes na criação do campo de velocidades, considerando, ou não, estratificações internas do sal, podem influenciar na posição dos eventos e nas amplitudes sísmicas.

1.1 Objetivo e Motivação

Esta dissertação foi motivada pelo objetivo de melhor entender e avaliar a confiabilidade das amplitudes na região do pré-sal da Bacia de Santos. Um melhor conhecimento do sinal sísmico nessa região pode, futuramente, viabilizar uma análise *AVO* em caráter exploratório na região, tal qual é feito para o pós-sal de muitas bacias, como por exemplo, nas Bacias de Campos e Espírito Santo.

Considerando essa motivação, objetiva-se com este trabalho avaliar a resposta de amplitude e o *AVO* na base do sal para diferentes geometrias do topo do sal. O método utilizado foi desenvolvido para produzir estatísticas da variação do *AVO* bem como quantificar essa variação, comparando com a resposta de *AVO* esperada dada pelas equações de Zoeppritz (1919).

1.2 Estrutura da Dissertação

Este trabalho está estruturado em cinco capítulos. Dando sequência ao capítulo introdutório da dissertação, o segundo capítulo dedica-se a aspectos teóricos gerais e ao contexto geológico da disposição da camada de sal na Bacia de Santos. O terceiro descreve o fluxo de trabalho e a metodologia adotada com alguns aspectos teóricos para o entendimento da mesma. O quarto capítulo apresenta os resultados encontrados, discussões e interpretações. O quinto e último capítulo apresenta as

conclusões e algumas sugestões de trabalhos futuros envolvendo o tema de AVO no intervalo pré-sal. Ao final encontram-se anexos com algumas figuras em tamanho maior e alguns códigos em *Matlab* que foram usados no decorrer do trabalho.

2 ASPECTOS TEÓRICOS

Neste capítulo serão apresentados os conceitos teóricos que foram utilizados para o desenvolvimento dessa dissertação.

2.1 Propagação de Ondas Sísmicas

Ondas sísmicas são perturbações elásticas que se propagam através de um meio (Sheriff, 2002). Perturbações são originadas da aplicação de energia que trafega pelo meio por oscilação das partículas que o compõe. A velocidade de propagação da onda sísmica é uma medida do quão rapidamente a deformação de uma partícula é transmitida para a outra e não uma medida da velocidade de oscilação da partícula.

No ramo da geofísica voltado para sísmica de exploração, o meio de propagação da onda é a Terra, sua subsuperfície é composta por camadas de rocha com diferentes propriedades. Essas camadas são separadas por superfícies denominadas interfaces ou refletores. A geofísica usa a reflexão das ondas registradas no dado sísmico como uma forma indireta de obter informações da subsuperfície e estimar as propriedades das rochas. De acordo com Sheriff (1995), o dado sísmico nos fornece três informações: a amplitude, afastamento (*offset*) e o tempo de chegada da onda. Essas informações dependem do ângulo de incidência da onda na interface e da velocidade de propagação da onda que, por sua vez, é função da densidade e dos parâmetros elásticos do meio, sendo a densidade e os parâmetros elásticos do meio dependentes da litologia (composição mineral), porosidade e do fluido contido nos poros.

A Lei de Hooke postula que a deformação de um meio é diretamente proporcional a tensão aplicada (Kearey, 2002), tendo como premissa que o meio de propagação é elástico. Um meio é considerado elástico quando ele retorna para seu estado original depois de passado o efeito da tensão que provocou uma deformação.

Duas famílias de ondas sísmicas são especialmente importantes para o método sísmico: (1) ondas de corpo e (2) ondas de superfície. As ondas de corpo viajam pelo volume rochoso (camadas) e são de dois tipos: ondas P (compressionais) e ondas S (cisalhantes). As ondas de superfície são as que se propagam pela superfície da

Terra, tais como as do tipo *Rayleigh* e as ondas *Love*. As ondas de superfície são tratadas como ruídos na geofísica e as ondas de corpo são de interesse econômico (Rosa, 2010).

As ondas sísmicas de corpo se propagam por um meio elástico de duas formas (Rosa, 2010) (fig. 2.1):

- (1) Compressionalmente: são as ondas compressoriais, também conhecidas como Ondas P ou primárias, nas quais o movimento da partícula é paralelo a direção de propagação da onda. Por exemplo: a propagação do som no ar. Percebe-se que o ar é empurrado pela parte de baixo de um tambor na mesma direção da energia aplicada ao bater com a baqueta no couro do tambor.
- (2) Transversalmente: são as ondas cisalhantes, também conhecidas como ondas S ou secundárias. Nessas, a direção de movimento da partícula é transversal a direção de propagação da onda. Por exemplo, a vibração das cordas de um violão. Nota-se que o esforço aplicado pelos dedos de um músico é transversal a direção linear da corda. A direção linear da corda é a direção na qual a onda se propaga.

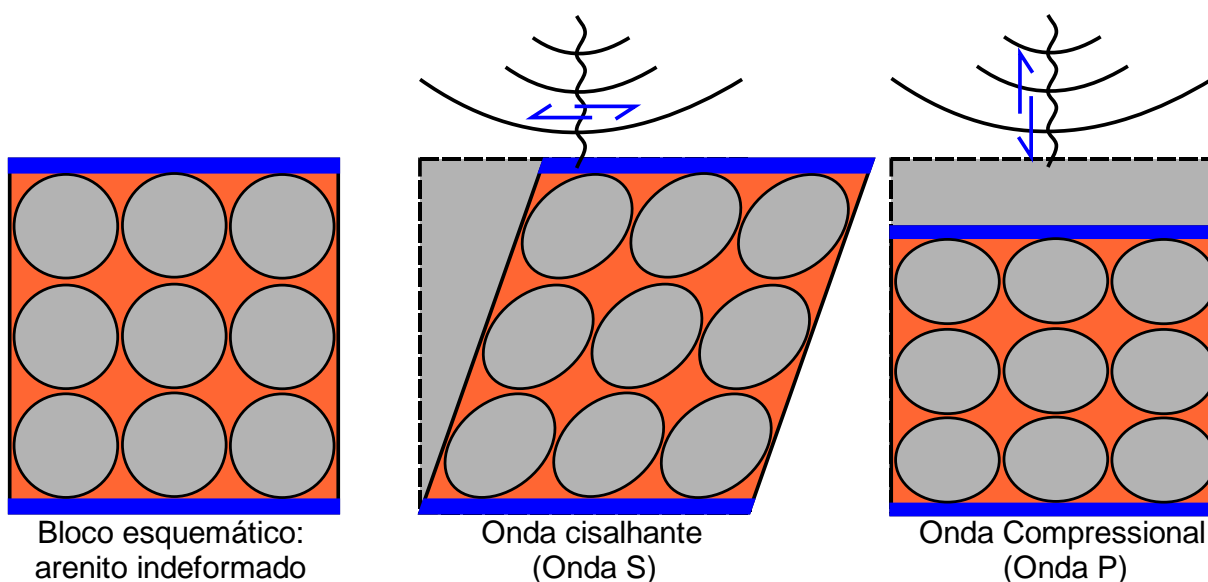


Figura 2.1: Representação esquemática do movimento das partículas quando atingidas pela onda S (à esquerda) e onda P (à direita), adaptado de Chopra e Castagna (2014).

As velocidades de propagação das ondas P e S são função da elasticidade e da densidade do meio. Em meios isotrópicos, podem ser descritas como função de dois parâmetros elásticos, o módulo de Incompressibilidade e o módulo de

cisalhamento, por exemplo. Ambos resumidos a seguir e descritos com mais detalhes no item 2.3:

- (1) Módulo de Incompressibilidade (**K**): define o quão incompressível é rocha, ou seja, deve-se entender que quanto maior o K de uma rocha, mais resistente ela é à deformação compressional.
- (2) O Módulo de Cisalhamento (**μ**): define o quanto a rocha resiste a uma deformação cisalhante.

As ondas P provocam deformações no volume e na forma da rocha, propagando-se tanto em meios líquidos quanto sólidos, enquanto que as ondas S provocam deformações apenas na forma (Chopra e Castagna, 2014), por esse motivo, não se propagam em meios líquidos ou gasosos, apenas em sólidos. As equações para a velocidade das ondas P (V_p) e ondas S (V_s) são descritas pelas equações abaixo:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

e

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (2.2)$$

onde **K** é o módulo de Incompressibilidade, **μ** o módulo de cisalhamento e **ρ** representa a massa específica. Ao observar ambas equações, nota-se pelos numeradores, que a velocidade da onda P será sempre maior que a velocidade da onda S e que, para uma mesma densidade, quanto maiores os parâmetros elásticos de uma rocha maior será a velocidade das ondas que trafegam por ela.

2.2 Parâmetros Elásticos do Meio de Propagação

Quando uma onda sísmica passa pela rocha, ela aplica uma força, fazendo com que a rocha se deforme em relação às suas dimensões originais. A força aplicada pela onda por unidade de área é chamada de tensão ou estresse (*stress*). Já a mudança de dimensões em consequência da tensão atuante é medida pela deformação (*strain*). Até um certo nível de tensão, a deformação de um material é

proporcional a esta tensão (Lei de Hooke). Após a tensão cessar, se o material retorna ao estado original, diz-se que a deformação ocorrida é elástica (Figura 2.2). A deformação de uma rocha é uma variação relativa de volume ou comprimento e, portanto, um valor adimensional. A relação entre tensão e deformação pode ser descrita pelas constantes elásticas ou módulos de elasticidade do meio. A propagação de uma onda sísmica por um meio depende da relação entre a tensão causada pela onda e a consequente deformação (Rosa, 2010).

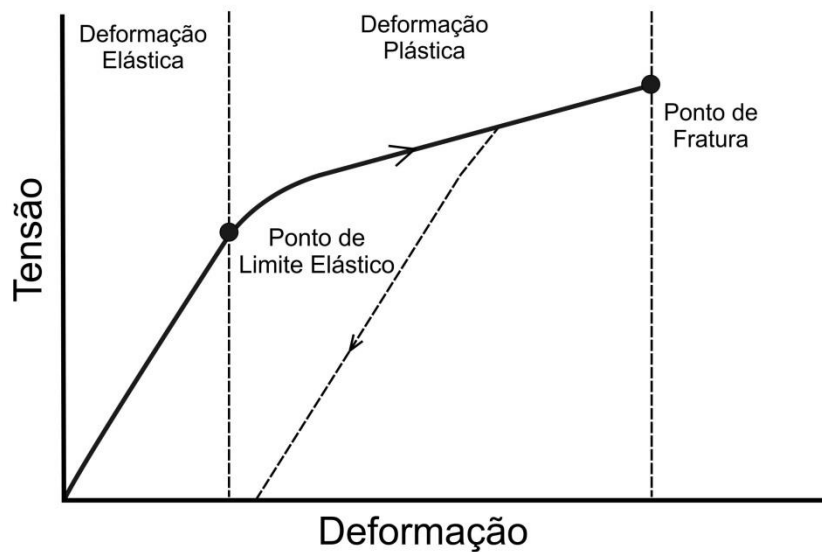


Figura 2.2: Gráfico com representação da típica curva tensão-deformação para um corpo sólido. (modificado de Kearey, 2002)

As características da propagação de ondas dependem principalmente dos contrastes de velocidade (VP e VS) presentes no meio. As velocidades de propagação das ondas podem ser descritas pelas constantes elásticas da rocha (Figura 2.3): 1 - módulo de Young (E): diz respeito a variações no comprimento; 2 - módulo de cisalhamento (μ): diz respeito a variação da forma; 3 - módulo de Incompressibilidade (K): diz respeito a variações no volume; 4 - Módulo Axial (ψ): diz respeito a variações no comprimento sem variação lateral; 5 - Razão de Poisson: diz respeito a deformação relativa entre duas direções. Para definir elasticamente um material isotrópico, são necessárias somente duas constantes (equações (2.1) e (2.2)), podendo-se calcular as demais pela relação entre as duas. Uma leitura mais aprofundada sobre os parâmetros elásticos descritos nos itens abaixo pode ser encontrada em Kearey (2002), Mavko (2009) e Chopra e Castagna (2014).

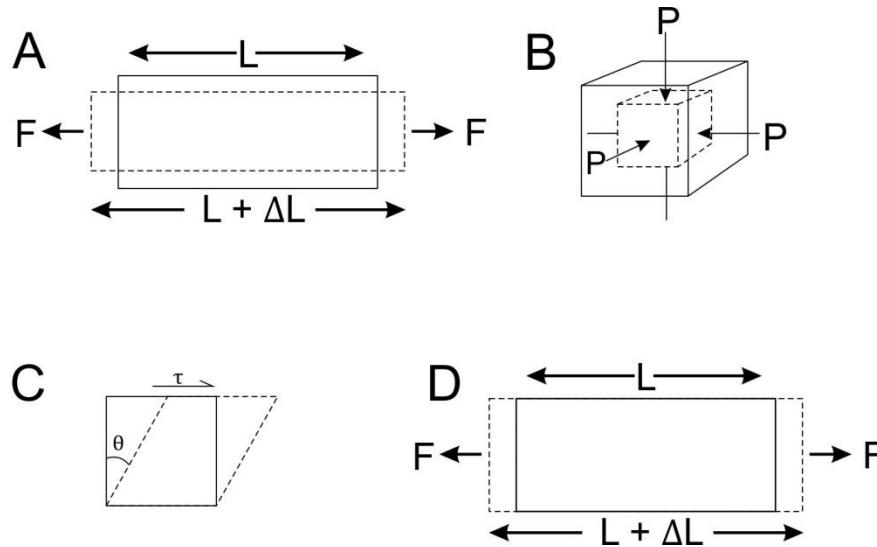


Figura 2.3: Representação esquemática dos ensaios que permitem estimar os módulos elásticos: A – Módulo de Young; B – Módulo de Incompressibilidade; C – Módulo de Cisalhamento e D – Módulo Axial. (modificado de Kearey, 2002)

2.2.1 Módulo de Young (E)

É definido como a razão entre a tensão aplicada σ_L longitudinalmente ao corpo pela deformação longitudinal $\Delta L/L$ do mesmo. Representa a resistência do material à deformação longitudinal mediante uma tensão aplicada.

$$E = \frac{\sigma_L}{\frac{\Delta L}{L}}, \quad (2.3)$$

2.2.2 Módulo de Cisalhamento (μ)

Também conhecido como módulo de rigidez ou constante de Lamé, representa a resistência de um corpo para a deformação cisalhante. É dado pela razão entre a tensão cisalhante τ e a deformação angular θ (variação angular a partir do ângulo original de 90° , o que nos leva à tangente do ângulo de deformação).

$$\mu = \frac{\tau}{\tan \theta}, \quad (2.4)$$

2.2.3 Módulo de Incompressibilidade (K)

O módulo de Incompressibilidade (comumente chamado de módulo *bulk*) representa a mudança de volume que ocorre quando um corpo é submetido à pressão por todos os lados (hidrostática). Ele mede a resistência que um corpo tem à

compressão. É dado pela razão entre tensão volumétrica σ_v e a mudança relativa de volume $\Delta V/V$.

$$K = \frac{\sigma_v}{\frac{\Delta V}{V}}, \quad (2.5)$$

2.2.4 Módulo Axial (ψ)

É definido como a razão entre a tensão aplicada σ_L longitudinalmente ao corpo pela deformação longitudinal sem variação lateral, ou seja, a deformação longitudinal uniaxial $\Delta Lu/L$ do mesmo. Representa a resistência do material à deformação longitudinal uniaxial mediante uma tensão aplicada.

$$\psi = \frac{\sigma_L}{\frac{\Delta Lu}{L}}, \quad (2.6)$$

2.2.5 Razão de Poisson (ν)

A relação entre o módulo de cisalhamento e o módulo de Incompressibilidade é expresso pela razão de Poisson. Essa medida nos diz o quanto um material é deformável sob influência de uma tensão em qualquer direção. Diferentemente das outras constantes elásticas a razão de Poisson não relaciona uma força a uma deformação, mas trata da relação entre dois tipos de deformação. Em outras palavras é quanto o material se deforma em uma direção dada uma deformação na direção perpendicular e paralelo a tensão aplicada (Figura 2.4). Na prática o coeficiente de Poisson representa o quão maleável é um material ou inconsolidado no caso de rochas.

$$\nu = \frac{\text{deformação perpendicular a tensão}}{\text{deformação paralela a tensão}} = -\frac{\frac{\Delta L}{L}}{\frac{\Delta W}{W}}, \quad (2.7)$$

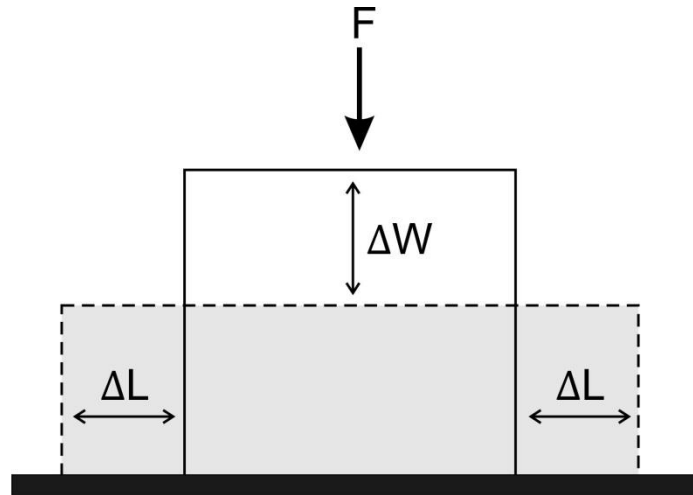


Figura 2.4: Representação esquemática do módulo de Poisson

O coeficiente de Poisson é de grande importância para estudos geofísicos, porque é diretamente proporcional à razão V_P/V_S de uma rocha (equação (2.8), Chopra e Castagna, 2014). Isso significa que esse parâmetro é um indicador de litologia, pois está relacionado com duas variáveis sísmicas, tanto da onda P quanto a onda S. A propagação da onda S é pouco sensível ao conteúdo de fluido de uma rocha, enquanto que a da onda P é sensível tanto ao fluido quanto ao arcabouço sólido da rocha. Logo a Onda P, sozinha, passa a ser um indicador muito ambíguo na caracterização indireta das propriedades da rocha (Kearey, 2002).

$$\nu = \frac{\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 2}{2\left[\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 1\right]}, \quad (2.8)$$

2.3 Partição da Onda

Quando uma onda atinge uma interface que divide camadas com propriedades distintas, a energia da onda é dividida pelos fenômenos de reflexão e transmissão (também chamado de refração). O coeficiente de reflexão é uma medida numérica do efeito de uma interface na propagação da onda e é calculado pela razão entre a amplitude da onda refletida e a amplitude da onda incidente.

A propriedade impedância, em um meio elástico, é a medida de resistência ao movimento das partículas e é dada pela multiplicação da densidade pela velocidade de um meio. A amplitude da onda refletida é dada pela multiplicação da amplitude da onda incidente pelo coeficiente de reflexão da interface. O coeficiente de transmissão

é complementar ao de reflexão. O cálculo do coeficiente de reflexão para uma onda plana refletida com incidência normal em um meio homogêneo é dado por:

$$R = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1}, \quad (2.9)$$

sendo $I_m = \text{Velocidade}_m * \text{Densidade}_m$, $m = \text{índice do meio (1, 2)}$.

Quando uma onda P incide sobre uma interface que separa dois meios sólidos com um ângulo de incidência oblíquo, que é a situação mais comum, geram-se ondas P e S refletidas e transmitidas (Figura 2.5). Tal processo é chamado de conversão de modo. As trajetórias das ondas P e S são relacionadas a partir da Lei de Snell:

$$\frac{\text{Sen}\theta_r}{VP_1} = \frac{\text{Sen}\theta_t}{VP_2} = \frac{\text{Sen}\phi_r}{VS_1} = \frac{\text{Sen}\phi_t}{VS_2}, \quad (2.10)$$

na qual θ_r e θ_t são os ângulos de reflexão transmissão da onda P, ϕ_r e ϕ_t são os ângulos de reflexão transmissão da onda S

Ainda associado à interface da Figura 2.5, existe um ângulo de incidência θ_i para o qual o ângulo de transmissão θ_t chegará a 90° com a normal. Quando isso acontece a onda não é mais transmitida, porém propaga-se ao longo da interface com a velocidade do meio inferior. Quando esse fenômeno ocorre diz-se que θ_i é o ângulo crítico (θ_c), dado por:

$$\theta_c = \sin^{-1} \left[\frac{V_1}{V_2} \right], \quad (2.11)$$

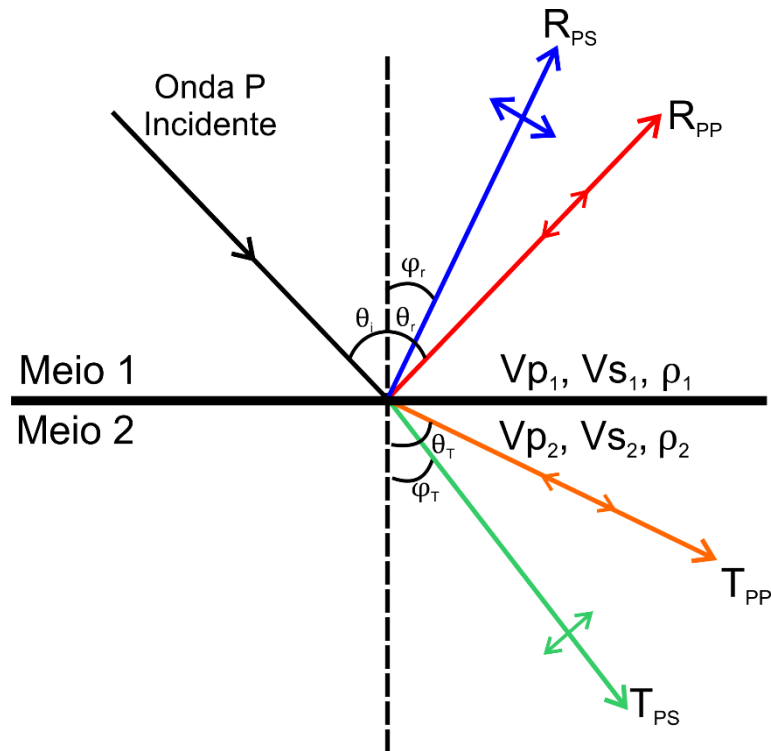


Figura 2.5: Desenho esquemático apresentando a partição de uma onda P plana incidente em interface que divide dois meios com propriedades distintas: velocidade da onda P (V_p), velocidade da onda S (V_s) e densidade (ρ), os índices 1 e 2 para meio 1 e meio 2 respectivamente. θ e φ são os ângulos que os raios da onda P e S respectivamente fazem com a normal à interface (linha tracejada), sendo os índices: i – raio incidente; r – reflexão, T - transmissão. A onda P incidente é particionada em ondas refletidas e transmitidas S e P representadas na figura respectivamente por R_{PS} , R_{PP} , T_{PS} e T_{PP} (modificado de Chopra & Castagna, 2014)

Diz-se que um meio é elástico quando ele suporta a propagação de ondas P e S sem consumo de energia sísmica. A partição da energia da onda incidente em diferentes componentes depende do ângulo de incidência da onda na interface e das propriedades dos dois meios: densidade, velocidade das ondas P e S.

Apenas é possível registrar ondas S em aquisições sísmicas onde o receptor está em contato com o solo (por ex: *Ocean Bottom Cable* ou aquisição terrestre). Na aquisição marítima regular isso é impossível, pois que os receptores ficam imersos em água. A falta desse registro no dado sísmico leva o geofísico a estimar as propriedades físicas associadas às ondas secundárias convertidas de maneira indireta. A principal técnica para isso é a análise de *AVO (Amplitude versus Offset)* cuja ideia é que, contrastes anômalos nas propriedades geofísicas do meio (VP/VS ou Poisson) têm como consequência uma resposta sísmica anômala e dependente do ângulo de incidência da onda na interface (Chopra e Castagna, 2014).

2.4 Transmissão e Reflexão da onda Sísmica na Interface (equações de Zoeppritz)

Quando uma onda sísmica incide sobre uma interface que separa duas camadas com contraste de propriedades elásticas ocorrem dois fenômenos: 1 – reflexão, onde parte da energia da onda sísmica incidente é refletida e retorna à superfície; 2 – transmissão, onde a energia da onda sísmica incidente transpassa a interface, seguindo seu caminho. Quando uma onda P incide sobre uma interface de forma oblíqua é gerado um movimento de compressão, mas também um movimento cisalhante (Chopra e Castagna, 2014). Pelo fenômeno de conversão de modo, além da onda P refletida e transmitida tem-se a conversão da energia em onda S refletida e transmitida cujos ângulos obedecem a lei de Snell (veja item 2.3). A energia que atinge a interface é dividida para cada uma das ondas resultantes e ponderada pelo coeficiente de reflexão ou transmissão para cada uma delas.

Zoeppritz (1919) desenvolveu equações que demonstram que o coeficiente de reflexão e transmissão de uma onda é dependente do ângulo de incidência na interface e dos parâmetros elásticos do meio (densidade, módulo de Incompressibilidade e módulo de cisalhamento). Pelo arranjo proposto por Aki e Richards (1980) as equações de Zoeppritz podem ser arranjadas em forma de matriz. Em termos práticos, a forma matricial pode ter como entrada uma onda P incidente e os parâmetros elásticos do meio, e como saída os coeficientes $R_{PP}, R_{PS}, T_{PP}, T_{PS}$ (Figura 2.5). Esses coeficientes podem ser completamente determinados para qualquer ângulo de incidência e velocidades P e S de cada meio. Uma forma completa para todos os coeficientes de reflexão e transmissão está descrita a seguir (Aki e Richards (1980) e Castagna (1993)). Para uma onda P incidente Chopra e Castagna (2014) adotam a seguinte equação:

$$\begin{bmatrix} \cos\theta_i & \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \sin\varphi_r & \frac{V_{P1}}{V_{P2}} \cos\theta_i & \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \sin\varphi_r \\ -\sin\theta_i & \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \cos\varphi_r & \frac{V_{P1}}{V_{P2}} \sin\theta_i & \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \cos\varphi_i \\ -\cos 2\varphi_r & -\sin 2\varphi_r & \frac{\rho_2}{\rho_1} \cos 2\varphi_i & -\frac{\rho_2}{\rho_1} \sin 2\varphi_i \\ \sin 2\theta_i & -\frac{V_{P1}^2}{V_{S1}^2} \cos 2\varphi_r & \frac{\rho_2}{\rho_1} \frac{V_{S2}^2}{V_{S1}^2} \frac{V_{P1}^2}{V_{P1}^2} \sin 2\theta_i & \frac{\rho_2}{\rho_1} \frac{V_{P1}^2}{V_{S1}^2} \cos 2\varphi_i \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} R_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PP} \\ T_{PS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\theta_i \\ \sin\theta_i \\ \cos 2\varphi_r \\ \cos 2\theta_i \end{bmatrix}, \quad (2.12)$$

As variáveis da equação estão descritas na Figura 2.5. A equação matricial não apresenta os coeficientes de reflexão isolados, para isso o leitor pode resolver o sistema de equações (2.12) numericamente em um computador, pra cada conjunto de parâmetros como demonstrado a seguir:

$$A r = t, \quad (2.13)$$

$$A^T A r = A^T t, \quad (2.14)$$

$$(A^T A)^{-1} (A^T A) r = (A^T A)^{-1} A^T t, \quad (2.15)$$

$$r = (A^T A)^{-1} A^T t, \quad (2.16)$$

sendo A uma matriz, r um vetor e t um vetor, o índice T indica matriz transposta e o índice -1 indica matriz inversa. Entende-se que os termos da equação (2.12) podem ser associados aos da equação (2.13) de forma que: A é o primeiro termo à esquerda do igual, r é o segundo termo à esquerda do sinal de igual e t é o termo à direita do igual.

2.5 Aproximações da equação de Zoeppritz

Foi mencionado no item anterior que os coeficientes de transmissão e reflexão das ondas P e S podem ser obtidos pela resolução das equações de Zoeppritz. Mesmo com forma matricial as equações não têm uma interpretação intuitiva para o comportamento do valor de amplitude em função do afastamento ou parâmetros elásticos (que no caso da equação (2.12) são inferidos pela VP, VS e densidade). Para contornar essa dificuldade Aki e Richards (1980) propuseram uma aproximação das equações de Zoeppritz em uma equação com três termos (equação (2.17)), a Figura 2.6 apresenta uma comparação da aproximação de Aki e Richards com a curva extraída das equações de Zoeppritz.

$$R(\bar{\theta}) \cong A + B \sin^2 \bar{\theta} + C \sin^2 \bar{\theta} \tan^2 \bar{\theta} \quad (2.17)$$

cujos parâmetros: $\mathbf{R}(\theta)$: é o coeficiente de reflexão associado ao ângulo médio $\bar{\theta}$ ou $(\theta_2 + \theta_1)/2$, onde os índices 1 e 2 representam o meio 1 e meio 2 respectivamente.

“**A**” é dado por:

$$R(0) \cong A = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta VP}{VP} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right), \quad (2.18)$$

“**B**” é dado por:

$$B = A - k \left[\frac{\Delta VS}{\overline{VS}} + \left(\frac{1+k}{2k} \right) \frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}} \right], \quad (2.19)$$

sendo o parâmetro **k** definido por:

$$k = 4 \frac{\overline{VS}^2}{\overline{VP}^2}, \quad (2.20)$$

onde \overline{VP} e \overline{VS} representam as velocidades médias P e S para os meios envolvidos na interface.

O parâmetro **C** é chamado de curvatura e é dado por:

$$C = \frac{1}{2} \frac{\Delta VP}{\overline{VP}} \quad (2.21)$$

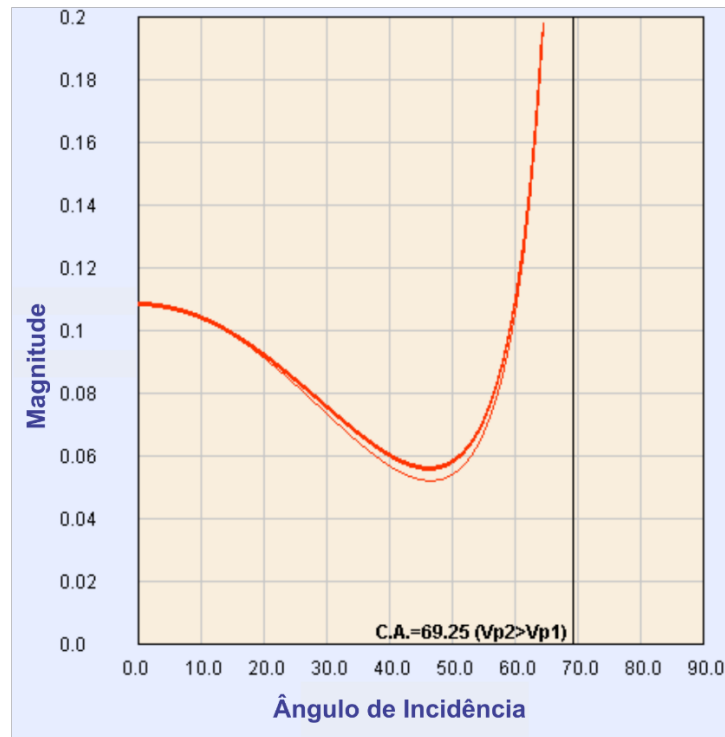


Figura 2.6: Comparação das curvas Rp. Linha vermelha espessa - equações de Zoeppritz; linha vermelha fina - aproximação de Aki e Richard (1980). O cálculo das curvas de Rp considera os parâmetros encontrados na Tabela 3.2 (sal e pré-sal) para construção dos modelos estudados. Gráfico modificado do algoritmo desenvolvido pelo projeto Crewes (*Consortium for Research in Elastic Wave Exploration Seismology*).

Essa aproximação se deu por uma sequência de trabalhos que iniciou com Bortfeld (1961), Rosa (1976), seguido de Richard e Frasier (1976), Aki & Richards (1980) e, posteriormente, rearranjado por Shuey (1985). Uma característica útil dessa aproximação é que para ângulos pequenos ou pequenos contrastes de Vp o terceiro

termo C da equação se torna desprezível, logo, a equação (2.17) pode ser reescrita como uma reta (2.22) para afastamentos pequenos (ângulos até 30°). Essa simplificação pode ser feita para ângulos de incidência maiores, desde que o parâmetro C seja próximo de zero. Quando se considera a aproximação por uma reta os termos A e B são genericamente denominados de *intercept* e gradiente, respectivamente. A apresenta uma comparação das aproximações com dois e três termos equações (2.17) e (2.22).

$$R(\theta) \cong A + B \text{sen}^2(\bar{\theta}), \quad (2.22)$$

O termo **A** é chamado de intercepto (*intercept*) e representa a refletividade em afastamento zero ou $R(0)$, sendo proporcional a VP e Densidade do meio. O termo **B**, o gradiente, representa a inclinação da curva ou a taxa de variação da amplitude com o ângulo (ou afastamento). O gradiente é proporcional a VP, VS e densidade. Essa relação traz proporcionalidade a razão VP/VS e, portanto, ao coeficiente de Poisson (2.8). O vínculo com a razão de Poisson torna o gradiente um bom indicador litológico.

Esta equação é aplicada na forma mais prática das análises de AVA. Utilizam-se dados sísmicos constituídos de valores médios de A e B, os quais são relacionados ao coeficiente de reflexão $R(\theta)$ (Rosa, 2010). Os parâmetros A e B são estimados por regressão linear aplicada à distribuição de $R(\theta)$ em função de $\text{sen}^2(\bar{\theta})$.

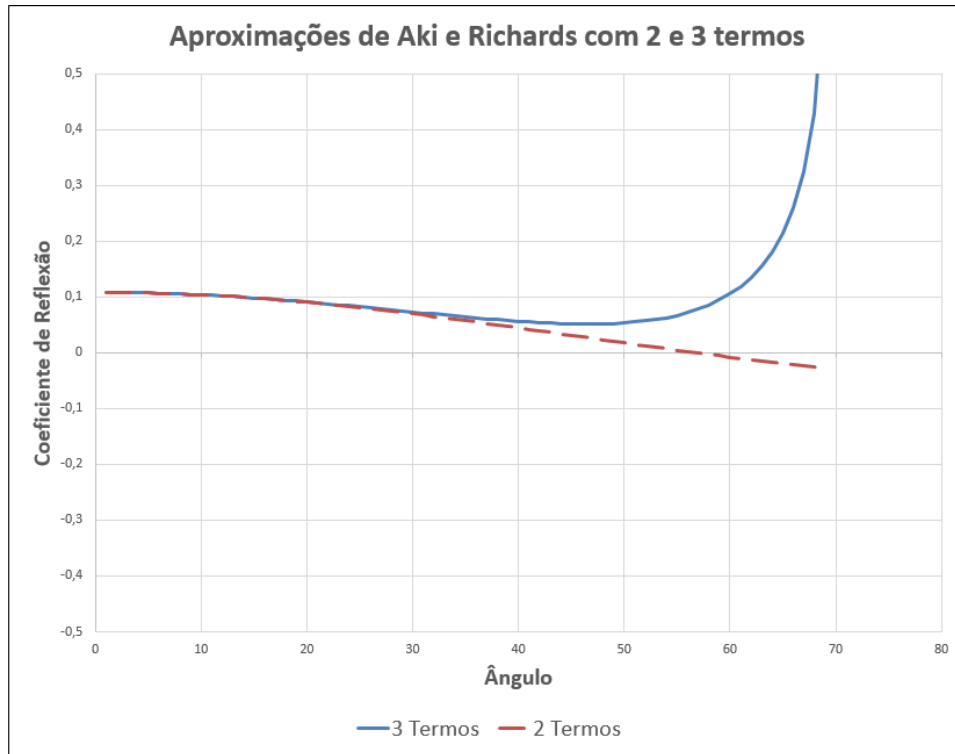


Figura 2.7: comparação das aproximações com três e dois termos, equações (2.17)(2.22). O cálculo das curvas de R_p considera os parâmetros encontrados na Tabela 3.2 (sal e pré-sal) para construção dos modelos estudados. Nota-se que para o contraste de V_p , desta dissertação, o parâmetro C (também chamado de curvatura) é desprezível para ângulos maiores do que 30° , podendo estender a aproximação da reta até 40° .

2.6 Modelagem Sísmica

Modelagem sísmica processo matemático, geralmente feito com auxílio de computadores, por meio do qual procura-se sintetizar a seção sísmica de reflexão correspondente a um modelo geológico (modelagem direta) ou o modelo geológico correspondente aos dados sísmicos (modelagem inversa) (Duarte, 1997). Trata-se da extrapolação do campo de ondas e, de maneira geral, está relacionado ao ato de simular a aquisição dos dados em um determinado levantamento sísmico. Existem muitas técnicas de modelagem sísmica, entre elas, aquelas baseadas na integral de Kirchhoff (Hilterman, 1970), em diferenças-finitas (Kelly et al, 1976 e Bulcão, 2004) e no domínio F-K (Sherwood et al, 1983). A modelagem sísmica tem ampla utilização e é uma importante ferramenta de trabalho no ramo da geofísica de exploração. Ela otimiza custos fornecendo previsões para parametrização de aquisições sísmicas, auxilia na interpretação sísmica e no entendimento do método sísmico.

No ramo da geofísica de exploração, um dos objetivos do processo de modelagem sísmica é reproduzir, computacionalmente, uma aquisição sísmica.

Simular o dado sísmico que um conjunto de receptores iria registrar de um determinado modelo de propriedades, representação da geologia em subsuperfície. Quando a simulação considera apenas a propagação de ondas compressionais (pela equação escalar da onda), diz-se que a modelagem é acústica. Por outro lado, quando consideradas as propagações de ondas compressionais e a propagação de ondas S (pela equação elástica da onda), denomina-se modelagem elástica.

Comparado ao valor total investido em dados geofísicos, por exemplo, em aquisição sísmica, a modelagem sísmica pode ser considerada de baixo custo e com ótimos benefícios. Os resultados podem influenciar positivamente projetos de aquisição sísmica, por exemplo, fornecendo respostas para parametrização em busca da melhor iluminação sísmica da área de estudo. A modelagem sísmica não é necessariamente algo estático no tempo, podendo ser atualizada e alimentada com dados reais (por ex.: dados de perfis de poços), tornando o modelo de propriedades assumido mais similar a real geologia da área estudada. Quanto mais o modelo de propriedades é atualizado, por exemplo através de informações de poços, melhores serão os resultados de uma próxima aquisição sísmica. Os benefícios de um modelo atualizado são propagados para todo o processo exploratório. A modelagem tem grande importância para a indústria petrolífera, pois ajuda a entender problemas de iluminação e a definir estratégias de aquisição que melhor iluminem estruturas sub-sal (Muerdter et al., 2001). Além disso, a modelagem pode ser usada como uma ferramenta para verificar as respostas sísmicas para um dado modelo em suas possíveis variações.

O cerne da modelagem sísmica é a resolução da equação de onda, equação diferencial parcial que descreve a propagação das ondas tais como: ondas sonoras e eletromagnéticas. Existem vários métodos numéricos de resolução de equações diferenciais. Muitos são utilizados para simular a propagação de ondas sísmicas, pois não se consegue obter uma solução analítica devido à complexidade do meio e das condições de contorno (Silva, 2009).

Muitos trabalhos usufruem da simulação numérica para fornecer dados de entrada para vários testes de programas de migração ou mesmo para testar variação do modelo de propriedade em si. Carcione (2002), apresenta uma visão geral dos métodos de modelagem sísmica, bem como exemplos pra cada um deles. Outra aplicação de modelagem sísmica pode ser vista em Falcão (2017), onde são avaliados

os resultados das migrações Kirchhoff e RTM utilizando a modelagem para fornecer dados de entrada, considerando a presença ou não de estratificações internas do sal.

Emprega-se também a modelagem na parametrização da aquisição sísmica para iluminar a área alvo. Iluminação é o estudo do trajeto dos raios sísmicos em um modelo de reflexão sísmica 3D, de acordo com a lei de Snell (Duarte, 1997). Diz-se que um alvo está em uma zona de sombra quando este não é atingido (ou é atingido insuficientemente) por raios sísmicos (Sheriff, 2002). As zonas de sombra são a principal causa para problemas de imageamento nas regiões sub-sal, onde a energia é geralmente fraca ou nula para certos ângulos de inclinação ou ângulos de reflexão (Xie et al, 2006). Estudos de iluminação sísmica são essenciais para a exploração de petróleo, pois se um alvo não é adequadamente iluminado, o sinal sísmico fica prejudicado, e pouca informação pode ser extraída dele.

2.6.1 Modelagem por diferenças finitas (MDF) na resolução da equação da onda

Diferenças finitas trata-se de uma abordagem para o cálculo de derivadas aproximadas cuja motivação vem do teorema de Taylor (Nocedal e Wright, 2006). Por definição, as derivadas são uma medida da sensibilidade da função a mudanças infinitesimais nos valores das variáveis (Nocedal e Wright, 2006). O Método de Diferenças Finitas (MDF) é o processo mais utilizado dentre os diversos métodos de aproximação para solução da equação da onda em problemas de sísmica de reflexão, não apresenta restrições quanto a distribuição de propriedades que caracteriza o meio e não se baseia em soluções particulares para a equação (Silva, 2009).

O MDF pode ser usado para resolver problemas envolvendo equações diferenciais parciais (EDP) a fim de encontrar um valor aproximado para sua solução. A modelagem pelo MDF demanda a discretização do campo de velocidades por meio de células, regulares ou não (Santos, 2012), ou seja, um sistema composto por uma malha de pontos (matriz) que reduz o número de variáveis do problema à uma quantidade finita (Figura 2.8). Uma síntese e discussão sobre formas de discretização de um meio, mais pertinentes para meios geológicos, pode ser encontrada em Santos (2012).

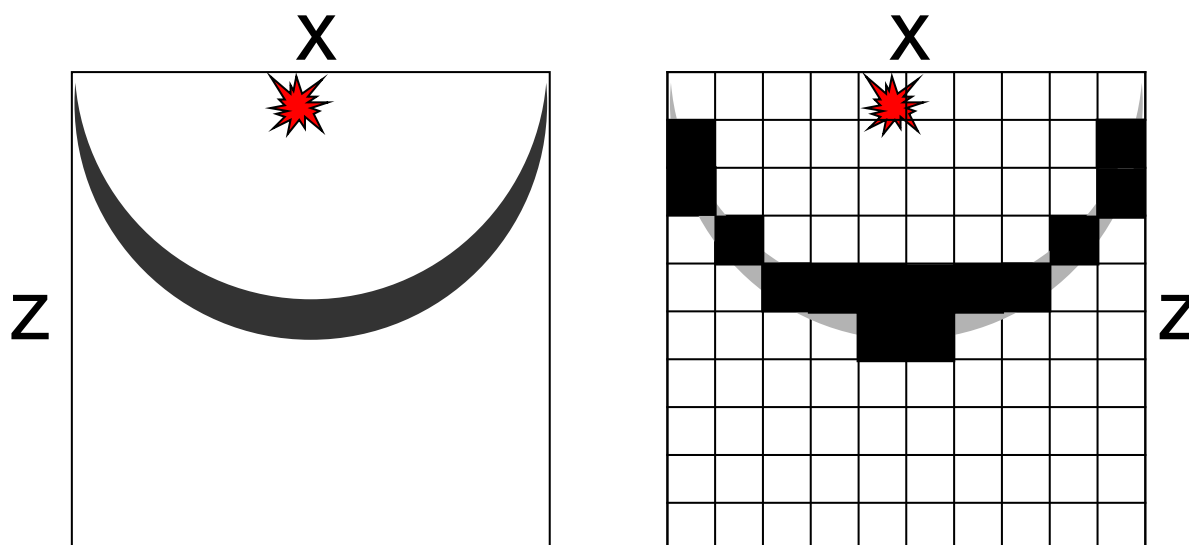


Figura 2.8 representação esquemática do conceito de discretização de um campo de onda no instante t . À esquerda campo no meio contínuo, a direita o mesmo campo representado de forma discreta (nota-se que a onda é convertida em uma matriz formada por um conjunto de pontos ou células espaçadas na dimensão Z por X , no caso 10 por 10 pontos). Nota-se que quanto menor a célula ou espaçamento entre os pontos, com mais detalhe será representado o campo de onda.

O MDF é uma reformulação de um problema em que uma equação diferencial complexa deve ser resolvida. Pode ser implementado computacionalmente, aproximando-se as derivadas parciais existentes na equação da onda através de uma expansão truncada da série de Taylor.

A equação da onda é uma equação diferencial parcial (EDP) que modela a progressão do campo de ondas viajando em um dado meio determinado por um campo de velocidades. A equação da onda escalar para um modelo de duas dimensões é dada por:

$$\frac{\partial^2 P(z, x, t)}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 P(z, x, t)}{\partial x^2} - \frac{1}{c(z, x)^2} \cdot \frac{\partial^2 P(z, x, t)}{\partial t^2} = f, \quad (2.23)$$

onde: $P(z, x, t)$ é o campo de onda no ponto x, z, t (x e z = coordenadas espaciais e t = instante de tempo), $c(z, x)$ é o campo de velocidades e f é o termo fonte.

O MDF pode ser usado para resolver a equação em um ponto no futuro ($t + \Delta t$), dado um ponto no presente (t) e um ponto no passado. Para isso substituímos as derivadas presentes na EDP por suas correspondentes algébricas obtendo uma equação algébrica relacionada a equação diferencial a ser resolvida. Para isso precisamos de um meio discreto (por ex.: uma matriz, Figura 2.8). A aproximação das

derivadas parciais, para a equação (2.23), por diferenças finitas com acurácia de segunda ordem e dada por:

$$\frac{\partial^2 P(z, x, t)}{\partial x^2} \approx \frac{[P(z, x + \Delta x, t) - 2 \cdot P(z, x, t) + P(z, x - \Delta x, t)]}{\Delta x^2} \quad (2.24)$$

$$\frac{\partial^2 P(z, x, t)}{\partial z^2} \approx \frac{[P(z + \Delta z, x, t) - 2 \cdot P(z, x, t) + P(z - \Delta z, x, t)]}{\Delta z^2} \quad (2.25)$$

$$\frac{\partial^2 P(z, x, t)}{\partial t^2} \approx \frac{[P(z, x, t + \Delta t) - 2 \cdot P(z, x, t) + P(z, x, t - \Delta t)]}{\Delta t^2} \quad (2.26)$$

Substituindo as equações de derivadas parciais (equações (2.24) à (2.26)) na equação (2.23) tem-se a equação:

$$\begin{aligned} P(z, x, t + \Delta t) \approx & \Delta t^2 \cdot c(z, x)^2 \cdot \left\{ \frac{1}{\Delta z^2} \cdot [P(z, x + \Delta x, t) - 2 \cdot P(z, x, t) \right. \\ & \left. + P(z, x - \Delta x, t)] + \frac{1}{\Delta x^2} \cdot [P(z + \Delta z, x, t) - 2 \cdot P(z, x, t)] \right. \\ & \left. - f(t) \right\} + 2 \cdot P(z, x, t) - P(z, x, t - \Delta t), \end{aligned} \quad (2.27)$$

que representa o campo de onda resolvido para um instante de tempo $t + \Delta t$. Onde $P(z, x, t + \Delta t)$ é o campo de onda no ponto (z, x) no instante $(t + \Delta t)$, x e z são coordenadas no espaço, Δt representa o passo em tempo e $c(z, x)$ é campo de velocidade no ponto.

Uma das limitações do MDF consiste em sua aplicação para problemas contendo um domínio físico com formas complicadas por conta da malha regular adotada no método. Nestes casos, há dificuldades para o estabelecimento adequado da malha a ser utilizada para a discretização. Outra dificuldade surge na aplicação das condições de contorno, onde as bordas do modelo devem ser suficientemente grandes para que a reflexão associada a elas não interfira no sinal sísmico da área de interesse. Um método utilizado para a resolução dos problemas de bordas são zonas de amortecimento (Boarding e Lines, 1997). Nestas, os limites do modelo possuem uma zona fictícia responsável pela minimização das amplitudes da frente de onda que atinge a borda. A energia é amortecida por um decaimento exponencial (Cerjan et. al, 1985) calculado por:

$$w(k) = \exp - [a(n - k)]^2, \quad (2.28)$$

sendo k: índice empregado para se referenciar a distância de determinado ponto em relação à borda do modelo a qual tal camada está associada; w: fator de decaimento ao qual os valores da grandeza associada ao ponto devem ser multiplicados (no caso da Equação Escalar da Onda, a pressão hidrostática); 'a' é o fator de amortecimento e 'n' é número de pontos da malha que compõe a camada de amortecimento.

2.6.2 Modelagem Acústica e Elástica

Para a simulação com um modelo acústico o fenômeno físico de propagação de ondas sísmicas é calculado através da Equação Acústica da Onda, onde consideram-se apenas a propagação de ondas compressoriais (ondas P) ao longo do modelo (2.23). A modelagem elástica faz uso dos operadores elásticos na Equação de Navier, também conhecida como Equação Elástica da Onda. A discretização da equação elástica 2D por MDF pode ser encontrada em Bulcão (2004)

$$\begin{aligned} \rho \ddot{u}_i &= \tau_{ij,j} + \rho f_i \\ \tau_{ij} &= \lambda \varepsilon_{kk} \cdot \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij} \\ \varepsilon_{ij} &= \frac{1}{2} (u_{i,j} + u_{j,i}) \end{aligned} \quad (2.29)$$

sendo: u_i – representa o vetor de deslocamentos; τ_{ij} e ε_{ij} - são tensores de tensão e deformação. Considera-se que tais tensores são simétricos, de acordo com as hipóteses empregadas para sua dedução, ou seja, $\tau_{ij} = \tau_{ji}$ e $\varepsilon_{ij} = \varepsilon_{ji}$; ρ – densidade; f_i – fonte, vetor contendo as forças de corpo por unidade de massa do material; μ e λ - são constantes elásticas denominadas constantes de Lamé.

Os dados vindos de uma modelagem acústica, quando migrados, fornecem a imagem da subsuperfície, porém as propriedades extraídas do sinal sísmico são somente baseadas na propagação da onda P. Por outro lado, quando faz-se uso da simulação numérica elástica considera-se a propagação de ondas P e S. Portanto, na modelagem elástica, os dados sísmicos gerados são mais correlacionáveis com o meio geológico (ver item 2.2.5).

Dependendo do estudo que se quer realizar, pode-se usar o modelo acústico ou elástico. Neste trabalho utiliza-se a modelagem elástica para obter os sismogramas

que são alvo do estudo. Essa modelagem foi desenvolvida no Centro de Pesquisas da Petrobras (CENPES), implementada no programa WebSintesi (plataforma de processamento desenvolvida pela Petrobras). A implementação baseia-se em Bulcão, (2004), o autor adota o esquema originalmente proposto por Virieux (1984 e 1986) e, posteriormente, modificado por Levander (1988).

2.7 Aspectos Geológicos da Bacia de Santos

Neste item, diferentemente dos anteriores, serão abordados aspectos geológicos, tópicos gerais da Bacia de Santos e a contextualização do comportamento estrutural da camada de sal para proposta deste trabalho.

A existência de mini bacias e domos salinos tem um papel fundamental na motivação dessa dissertação, pois a evolução geológica dessas estruturas faz com que a sequência evaporítica da bacia assumam geometrias complexas. A forma dessa sequência causa iluminação sísmica heterogênea e isso influencia a análise do sinal sísmico abaixo desse intervalo. Além disso, estruturas formadas pela movimentação da camada salífera são responsáveis pela criação de trapas de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. Por esse motivo, são alvo de grande investimento em estudos.

A Bacia de Santos foi originada por um sistema de rifteamento e situa-se na margem continental do Leste Brasileiro (Chang et al, 1988). Ocupa uma área de 352.000 Km² na região litorânea dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Seus limites são dados ao norte pelo Alto de Cabo Frio na Bacia de Campos e ao sul pelo Alto de Florianópolis na Bacia de Pelotas (Figura 2.9).



Figura 2.9: Mapa de localização geográfica da Bacia de Santos (modificado do aplicativo Google Maps)

A Bacia de Santos foi formada a partir da quebra do supercontinente Gondwana (Figura 2.10), evento que separou a América do Sul do Continente Africano no início do Cretáceo. A ruptura desse supercontinente teria se dado ao longo de um extenso sistema de falhas e fraturas compreendendo a costa leste Argentina até o nordeste brasileiro (Macedo, 1989). Nesse período inicia-se o processo de rifteamento (fase rifte) que perdura até o início do Aptiano (138-123 Ma, Moreira et al., 2007). Os primeiros sedimentos depositados ocorreram em ambiente fluvio-lacustre (fase Rifte), passando para o estágio de bacia evaporítica (fase transicional Aptiana) e evoluindo para uma bacia de margem passiva (Chang et al., 2008). A fase transicional é marcada pelo término da fase de rifteamento, fim da atividade de grande parte das falhas envolvendo o embasamento, peneplanizando blocos falhados com a formação de ambientes deposicionais tipo golfo alongado (Bizzi, 2003). Esse tipo de ambiente e o clima proporcionaram a deposição de grandes camadas de rochas carbonáticas (Fm. Barra Velha) e evaporíticas (Fm Ariri). Devido à presença das grandes camadas de evaporitos, que podem chegar a 2km, essa é uma fase também conhecida como Fase de Golfo ou Fase Salífera.

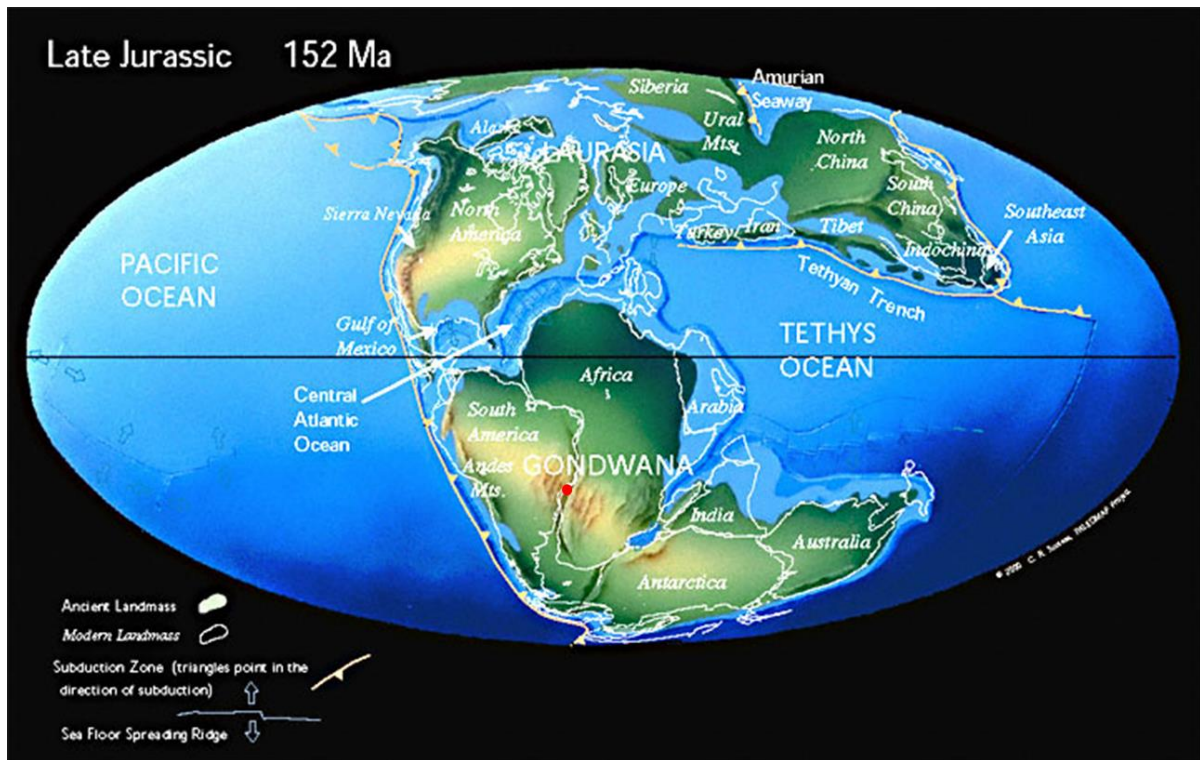


Figura 2.10: Representação do Paleomapa do período Jurássico Tardio (152Ma) destacando o Supercontinente Gondwana (supercontinente que unia a África, América do Sul, Antártida e Austrália).O ponto vermelho representa a localização aproximada da Bacia de Santos (modificado de Scotese, 2002).

A fase marinha ou drift forma a bacia de margem passiva que se observa hoje teve início durante o Albiano com o começo da formação do Oceano Atlântico e separação dos continentes. O espalhamento da crosta oceânica deu continuidade à fase drift com a abertura do Atlântico Sul que provocou condições de mar profundo, afogando toda a plataforma. Durante esse momento e com a crescente abertura da crosta oceânica, ocorreu a flexura do embasamento por subsidência térmica. Esse evento causou uma grande progradação de sedimentos para o centro da bacia sobre a espessa camada de evaporitos, provocando o início da halocinese (movimentação plástica do sal). Durante o Santoniano o sal passou por sua maior movimentação, a Bacia de Santos sofre um aumento grande de aporte sedimentar siliciclástico (Fm Santos e Juréia) provocado por um evento regressivo associado um soerguimento do embasamento. Esse soerguimento forma a Serra do Mar (Zalan e Oliveira, 2005), e o aporte sedimentar origina grandes mini bacias e uma coleção vasta de estruturas complexas de sal. Caldas (2007) faz um estudo por observações geométricas e mapeamento de eixos de crescimento dos pacotes sedimentares que preenchem mini-bacias salíferas. Os resultados indicam que o início da movimentação do sal foi

dado pela sobrecarga de sedimentos oriundos da progradação das Formações Santos e Juréia. Sempre que o sal se movimenta, aproximando-se da superfície, ele cria altos e baixos topográficos que controlam a deposição de sedimentos e formação de reservatórios no entorno (Warren, 1989). Durante a evolução da margem passiva o principal elemento estruturador da Bacia de Santos, devido a sua deformação plástica, é a seção evaporítica (Caldas, 2007).

As rochas evaporíticas são formadas a partir da evaporação de um corpo d'água saturado em sais dissolvidos, o que leva a um aumento da salinidade por concentração mineral e conseqüentemente à precipitação de sais (Gary et al., 1974). Os evaporitos são formados principalmente pelo mineral halita (NaCl), cuja densidade é 2,16g/cm³. Apesar da compactação aumentar a densidade das rochas, uma característica da halita é que essa propriedade não varia com a profundidade e isso a torna propensa a movimentação com pouca carga sedimentar (Jenyon, 1986). A partir de centenas de metros de soterramento, ou seja, em alguns milhões de anos, o sedimento compactado sobre a camada de sal tem sua densidade aumentada (devido à compactação e perda de água) ao ponto de superar a do sal tornando-o flutuante (Warren, 1989).

A plasticidade de uma sequência evaporítica permite que essas rochas se moldem conforme a geologia local e forme estruturas complexas. Jackson e Talbot (1986) descrevem seis mecanismos que regem a halocinese: 1- espalhamento gravitacional, 2 – flutuabilidade, 3- sobrecarga diferencial, 4- convecção térmica, 5 - compressão, 6 – distensão. Outro mecanismo de movimentação do sal é o deslizamento gravitacional. Cobbold e Szatmari (1991) destacam esse mecanismo como um importante fator para a movimentação do sal. A Figura 2.11 apresenta um desenho esquemático dos mecanismos de movimentação do sal.

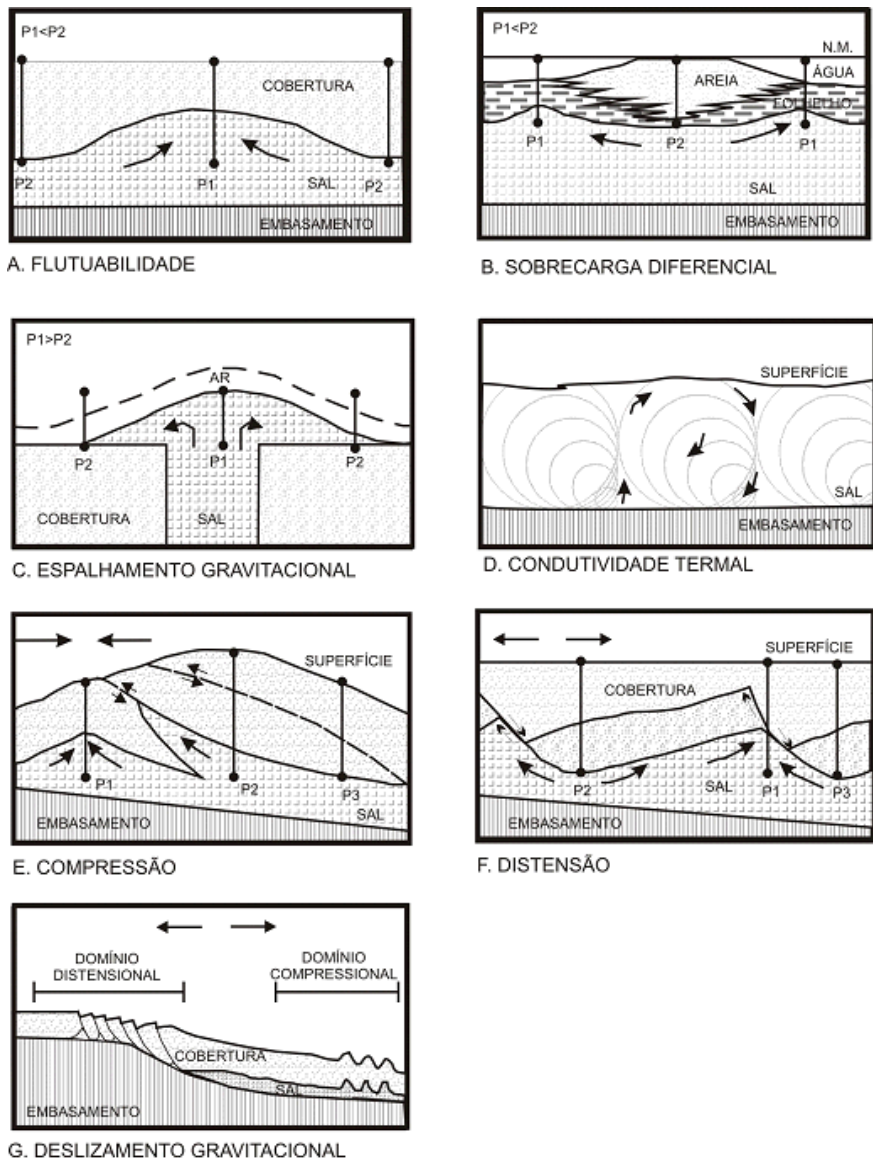


Figura 2.11: Mecanismos de crescimento de estruturas halocinéticas. (a) Flutuabilidade; (b) Sobrecarga diferencial; (c) Espalhamento gravitacional, força da gravidade dissipa o alívio no topo de corpos de sal; (d) Condutividade termal em áreas de alto gradiente geotermal, onde o sal pode se movimentar em profundidades bem mais rasas. (e) Compressão, o sal atua como uma zona de descolamento para camadas em cinturões de dobramento e cavalgamentos; (f) Distensão, rollovers de sal formam uma zona de descolamento sob as falhas lítricas normais, distendendo a cobertura; e (g) deslizamento gravitacional. Modificado de Caldas (2007).

As mini bacias são formadas pela halocinese provocada pelo peso de sedimentos sobre a camada de sal. A camada evaporítica se molda à pressão exercida pelos sedimentos de forma a criar com acúmulo de sal em determinadas regiões e depressão em outras. Essas depressões, denominadas de mini bacias, são conseqüentemente preenchidas por uma maior espessura de sedimentos (chamados

de pós-sal) à medida que o sal vai se deformando (Figura 2.12). Pode-se observar na Figura 2.12 que o sal, na Bacia de Santos, comumente se comporta formando regiões de domos e mini bacias. Um corte de seção 2D exemplifica como essas estruturas comportam-se aproximadamente como uma curva senoide (com oscilações entre picos e vales) com variação de comprimento de onda e amplitude.

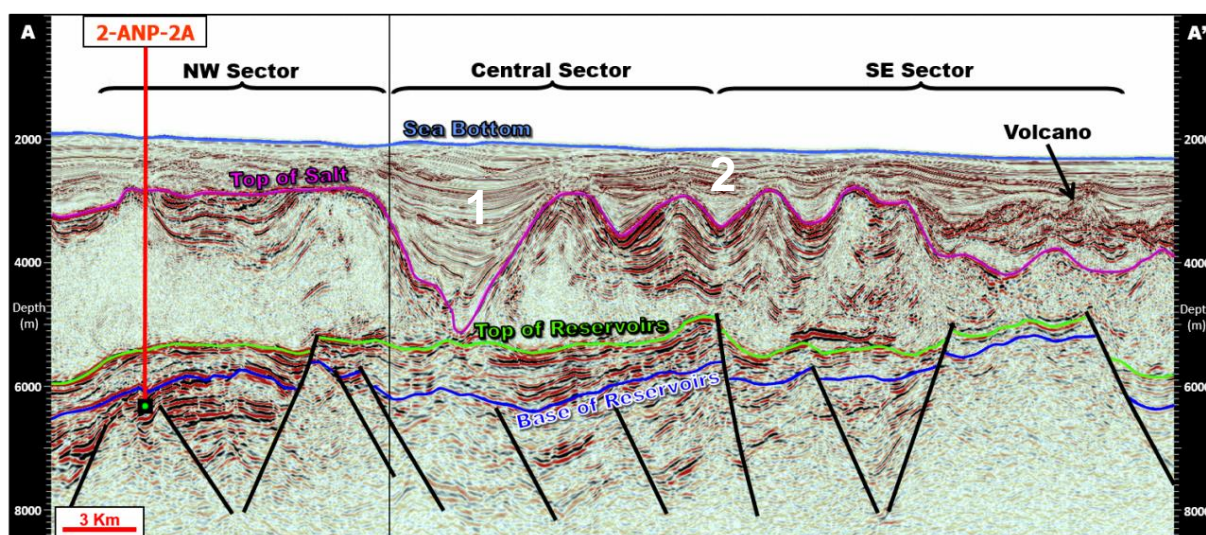


Figura 2.12: Seção sísmica da região do Bloco Libra. O horizonte em cor rosa representa o topo do sal e apresenta altos e baixos. Em 1 - mini bacia grande e bem desenvolvida, 2 – conjunto de altos e baixos formando um conjunto de mini bacias. Notar como essas estruturas (observar o topo do sal) se assemelham a uma curva senoide a primeira com grande amplitude e comprimento de onda e a segunda com pequena amplitude e pequeno comprimento de onda. (Modificado de Carlotto et. al, 2017)

Toda essa complexidade do sal interfere no sinal sísmico da onda que passa através desse intervalo. Fazendo um paralelo com a luz, uma camada de sal (não plano paralela) pode ser comparada a uma lente que deforma qualquer feixe luminoso (por exemplo: luz solar) que transpasse este meio (Figura 2.13). O mesmo fenômeno (distorção da luz) também é observado em lentes de câmeras fotográficas. Devido à distorções óticas, um objeto visto através de uma lente é uma representação deformada do objeto e não corresponde fielmente a realidade (Azolin, 2012), motivo pelo qual sempre observa-se distorções em mapeamentos aerofotogramétricos.

Variações no modelo de velocidade do sal provocam oscilações em profundidade na seção Pré-Sal (Falcão, 2017). A seção evaporítica, com sua complexa geometria, desvia os raios sísmicos causando iluminação diferenciada e consequentemente incertezas na interpretação sísmica. Por esse motivo se investe

em estudos de iluminação e na construção de um modelo de velocidade do sal mais robusto, ou seja, mais próximo da realidade.

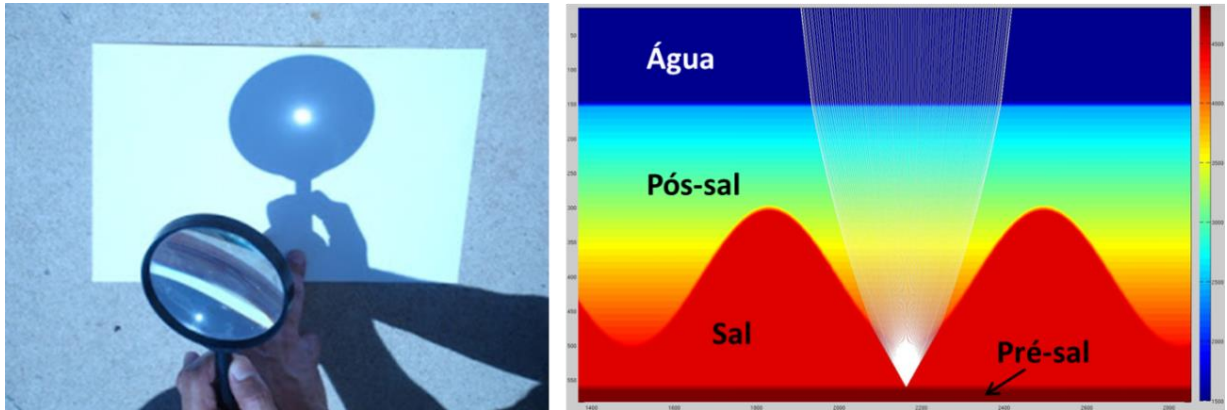


Figura 2.13: À esquerda, lupa com lente convergente concentrando os raios de luz solar em um ponto focal (ponto brilhante) na folha de papel. À direita modelo de velocidades representando uma seção com mini bacias de sal, as linhas brancas são modelagem de raios sísmicos ascendentes. Observa-se que assim como a luz é distorcida pela lente (a esquerda) o raio sísmico (traços brancos na imagem à direita) também é distorcido pelo sal. A distância entre os picos do topo do sal (domos) é de 5000m e a profundidade da base do sal está em 5540m.

3 METODOLOGIA

Neste capítulo será descrita a metodologia na qual o fluxo de trabalho elaborado teve como passos principais: modelagem elástica, migração e análise de amplitudes. Algoritmos computacionais foram usados para criar modelos e analisar resultados. A metodologia de trabalho foi desenvolvida especificamente para entender a influência de um complicador geofísico no sinal sísmico, considerando seu efeito na variação da amplitude com ângulo. Nesta dissertação entende-se como um complicador geofísico qualquer interface com suficiente contraste de impedância e geometria complexa como o topo de uma camada de sal, com domos e mini bacias. Esta interface é capaz de interferir no campo de onda de forma a dissipar ou concentrar a energia afetando a iluminação sísmica.

Destaca-se que essa dissertação estuda a variação da amplitude em consequência da influência do modelo de propriedades e não entra no mérito das classes de *AVO* como um *DHI* (descritas nas referências Ostrander (1984), Chopra e Castagna (2014) entre outros).

O *AVO* é dependente de variações e/ou erros no modelo de velocidade estimado, principalmente no que diz respeito ao *NMO* residual (*Normal Move Out* ou *sobretempo normal residual*), desalinhamento que permanece nas reflexões devido afastamento fonte receptor. Esta dissertação utiliza o modelo de velocidade correto e por isso correções de *NMO* residual não se aplicam ao escopo da tese. A análise de velocidade de um dado sísmico deve ser a mais precisa possível. Mora e Biondi (2000) investigam a sensibilidade do *AVO* às variações e erros no campo de velocidades para migração. Os autores concluem que a sensibilidade do *intercept* às variações na velocidade é pequena, da ordem de 34% quando as variações na velocidade são de 5%. Já o gradiente assume variações de 185% quando os erros na velocidade são da ordem de apenas 1%. Skopintseva e Stovas (2010) fazem uso da técnica de traçado de raios para comparar os efeitos de se estimar uma velocidade por análise hiperbólica e não hiperbólica no *AVA* (*amplitude versus angle*). Os autores verificam que análises de velocidades não hiperbólicas resultam em cálculos mais precisos de atributos *AVA* (gradiente e curvatura), porém o atributo intercepto (*intercept*) não possui sensibilidade ao tipo de análise

Diferentemente dos autores citados acima, esta dissertação tira vantagem do processo de criação de modelos e de simulação numérica para gerar os respectivos

sismogramas e analisar os resultados nos dados migrados. A metodologia adotada permite avaliar a influência causada pela geometria do topo do sal no comportamento do AVA na base do sal. Ela é dividida em três etapas principais: I - modelagem, II - migração e III - análise AVA. A Figura 3.1 apresenta um quadro esquemático com o fluxograma usado para a execução das etapas até a obtenção dos resultados.

A primeira etapa trata da criação dos modelos e da simulação numérica. Para obter resultados mais próximos da realidade, optou-se pela modelagem elástica, pois é mais próxima de uma propagação de ondas real. Foram gerados nove modelos diferentes, sendo um deles com camadas plano-paralelas, utilizado para calibrar a metodologia com as equações de Zoeppritz.

Cada modelo possui três interfaces que separam quatro camadas: água, pós-sal (sedimentos siliciclásticos), sal e pré-sal (rochas carbonáticas). Essa configuração se assemelha a geologia encontrada na Bacia de Santos (Figura 2.12). A interface correspondente à base do sal foi o objeto de estudo deste trabalho. Os modelos passam pelo processo de simulação numérica elástica que fornece como resultado os respectivos sismogramas sintéticos (*shot gathers*), os quais são enviados à migração.

Utilizou-se o algoritmo Kirchhoff pré-empilhamento em profundidade (abreviado pela sigla em inglês: *KPSDM*) para executar a migração. Este algoritmo ainda é de ampla utilização na indústria petrolífera e possibilita um bom desempenho para análise *AVO* (Ciaccio, 2018). O produto gerado compreende tanto a seção migrada empilhada como também os *CRPs gather* (famílias *CRP*, *common reflection point*), dado de entrada para a análise *AVA* (*amplitude versus angle*) e principal objeto de estudo.

Todos os modelos foram migrados e para cada família de *CRP* foi analisada a variação das amplitudes com o afastamento no evento correspondente à base do sal. A análise foi baseada em regressão linear, que é o meio mais simples para obter a relação linear (ajustar uma reta) entre duas variáveis (Mavko, 2009). A partir da regressão foram calculados os parâmetros coeficiente de determinação (R^2) e Gradiente. O R^2 é uma medida de variação relativa da regressão pela variação total da variável dependente (Mavko, 2009) e o Gradiente é a inclinação ou o coeficiente angular da reta. O cálculo desses parâmetros é dado pelo ajuste de uma reta nos gráficos de amplitude por $\sin^2(\theta)$ – onde θ é o ângulo de incidência do raio. Deve-

se perceber que a variável independente (x) é $\text{sen}^2(\theta)$ para que a relação seja linear e dada pela equação (2.22).

O método consiste em gerar vários modelos geológicos com diferentes geometrias de topo do sal, onde a mesma varia de acordo com uma curva seno. Dentre esses modelos, um deles é o denominado modelo plano, possui camadas plano paralelas. O dado migrado é organizado em famílias *CRPs* para que se possa obter uma curva de amplitude por afastamento. O *AVO* é convertido para *AVA* e, finalmente, os parâmetros R^2 e Gradiente são avaliados em pontos específicos de cada modelo, e comparados aos mesmos parâmetros obtidos com modelo teórico (equações de Zoeppritz).

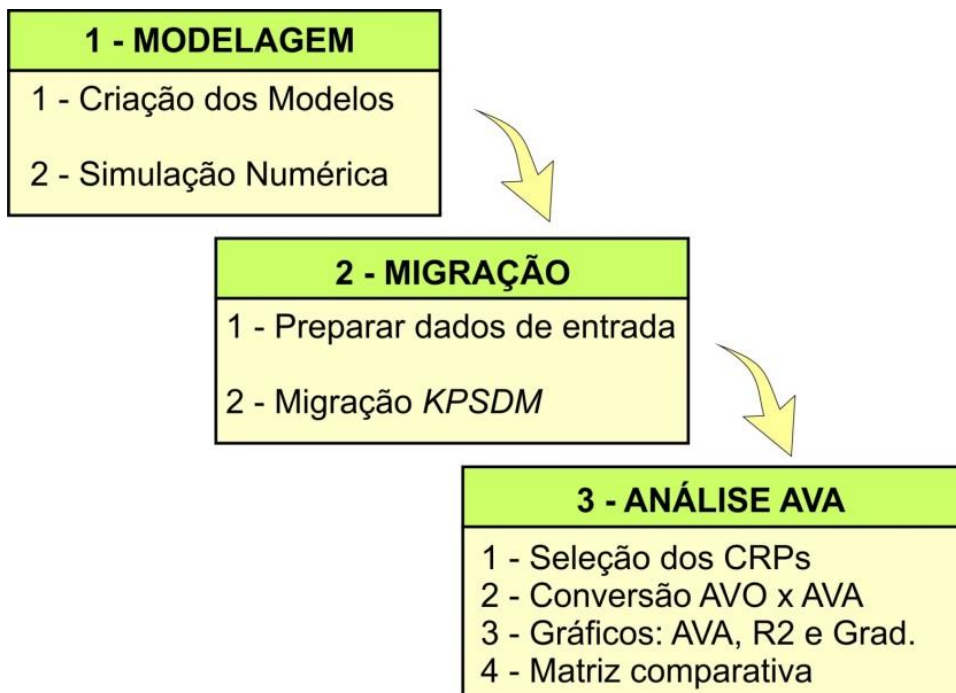


Figura 3.1. Fluxograma de trabalho para a metodologia adotada.

3.1 Modelagem

3.1.1 Construção dos Modelos

Para construir o modelo de propriedades, utilizou-se um algoritmo em *MatLab* (descrito no anexo 1). Foram criados modelos principais e modelos *flood* (usados para destacar a interface de estudo) – destaca-se que o termo *flood* é comumente utilizado na indústria para o ato de preencher com a mesma velocidade toda a região abaixo de uma dada superfície (Sheriff, 2002). Todos os modelos possuem dimensões próximas da realidade observada em seções sísmicas na Bacia de Santos, levando em consideração a presença de domos e mini bacias de sal. A Tabela 3.1 apresenta as dimensões dos modelos.

Cada modelo principal possui três interfaces que dividem quatro camadas com propriedades distintas (VP, VS e densidade). Para cada modelo principal foi criado um modelo *flood*, onde toda a região abaixo do topo do sal foi preenchida com as mesmas propriedades do sal. A Figura 3.2 apresenta um painel comparativo entre os modelos principais e modelos *flood*.

Todos os modelos são populados camada à camada pelas propriedades detalhadas na Tabela 3.2. Os valores estipulados correspondem a uma média retirada de alguns poços da Bacia de Santos e da literatura (Mavko, 2009). A única diferença entre os modelos é a interface topo do sal. A forma mais comum observada para o intervalo salífero na Bacia de Santos são domos e mini bacias de sal. Tendo em vista essa distribuição geométrica do sal optou-se por dar forma senoidal ao topo do sal. A curva seno permite um fácil e intuitivo controle variando a amplitude estrutural e o comprimento de onda (λ estrutural) do seno. Esses dois parâmetros em conjunto individualizam cada modelo deste trabalho (Tabela 3.3) e podem ser visualizados na Figura 3.3

Para evitar que a interface topo do sal, nas maiores profundidades, assumisse um contraste negativo, o intervalo pós-sal foi preenchido com um gradiente de 0,55 m/s/m. Esse valor é próximo ao de 0,6m/s/m que é a média das bacias com características distensivas (Slotnick, 1959 em Rosa, 2010). Em todo o pós-sal VS e densidade foram calculados por Castagna (1985) e Gardner (1974), respectivamente.

Dentre os nove modelos gerados, um deles, o modelo plano, possui interfaces plano paralelas horizontais (topo do sal plano) e representa a resposta de AVA livre

de influência da geometria do topo do sal. Seu propósito é de calibração da metodologia com o modelo teórico obtido pelas equações de Zoeppritz.

CARACTERÍSTICAS	VALOR
Tamanho na direção X (Leste – Oeste)	40.000 Metros
Tamanho na direção Z (Profundidade)	10.400 Metros
Resolução (tamanho da célula)	10 x 10 Metros

Tabela 3.1: Características dos modelos

CAMADA	VP (m/s)	VS (m/s)	Densidade (g/cm ³)
Água	1500	0	1
Pós-sal	$1590 + 0,55 * Z$	$VP * 0,862 - 1172$	$0,3095 * (VP^{0,25})$
Sal	4500	2590	2,16
Pré-Sal	4812	2750	2,51

Tabela 3.2: Tabela com as propriedades usadas para o preenchimento das camadas dos modelos. Valores calculados a partir de uma média de alguns poços da Bacia de Santos e da literatura Mavko (2003). Z = Profundidade (metros), VP = velocidade de onda compressional, VS = velocidade de onda cisalhante.

AMPLITUDE ESTRUTURAL (metros)	LAMBDA ESTRUTURAL (metros)					
	0	4000	5000	6650	10000	20000
0	Modelo plano	X	X		X	X
200	X	X	Modelo 200/5000		Modelo 200/10000	Modelo 200/20000
1000	X	Modelo 1000/4000	Modelo 1000/5000	Modelo 1000/6650	Modelo 1000/10000	Modelo 1000/20000

Tabela 3.3: parâmetros da interface topo do sal para cada modelo. A cota central de oscilação do seno é igual a 4000 metros

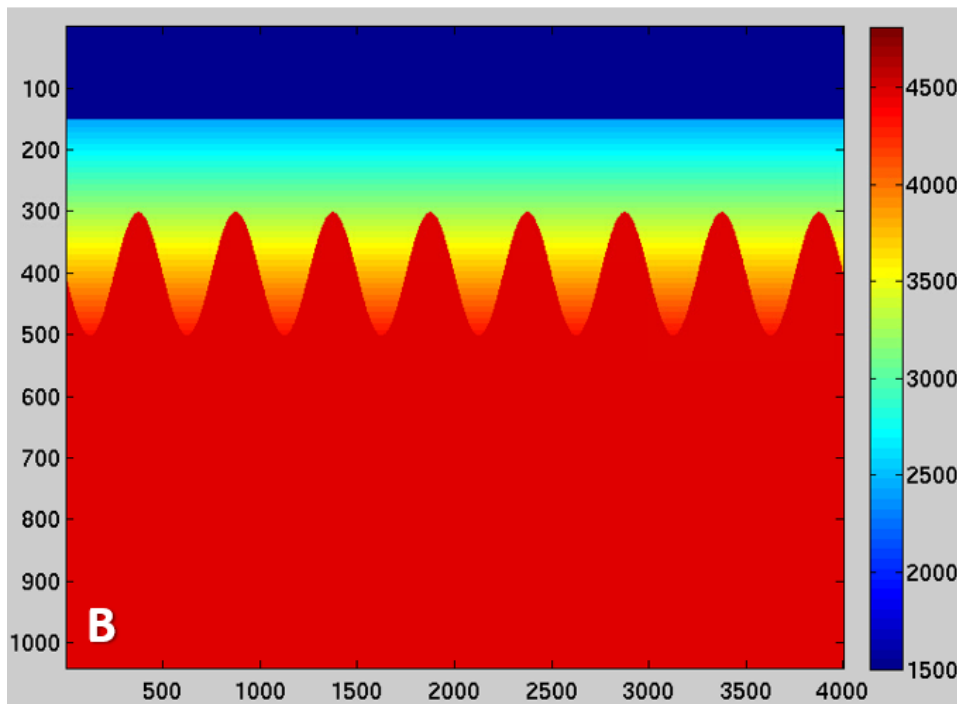
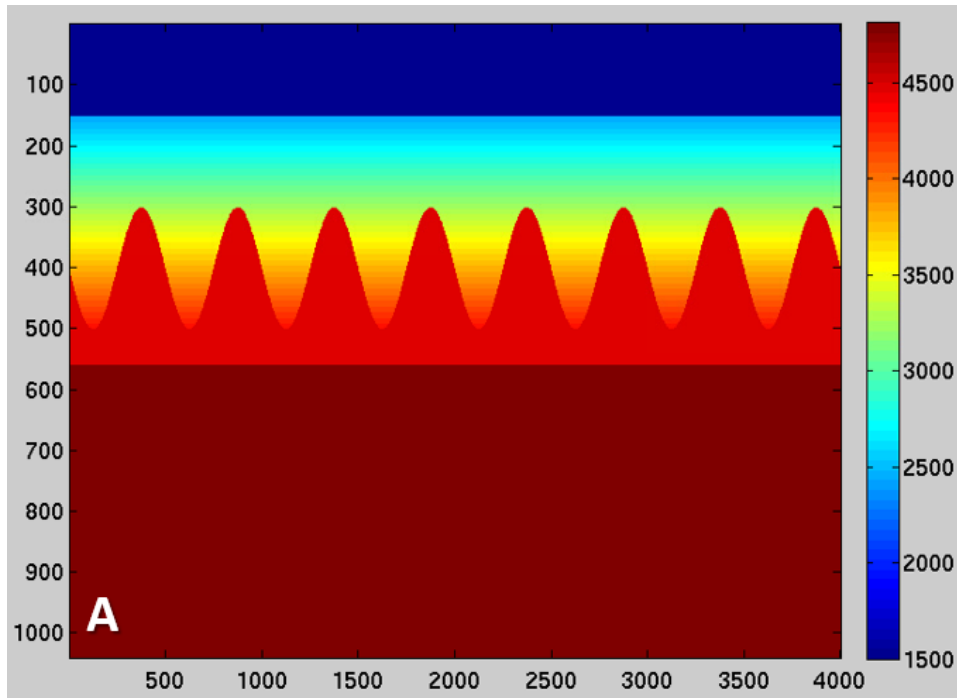


Figura 3.2: Comparação entre (A) - Modelo principal e (B) – Modelo *flood* correspondente

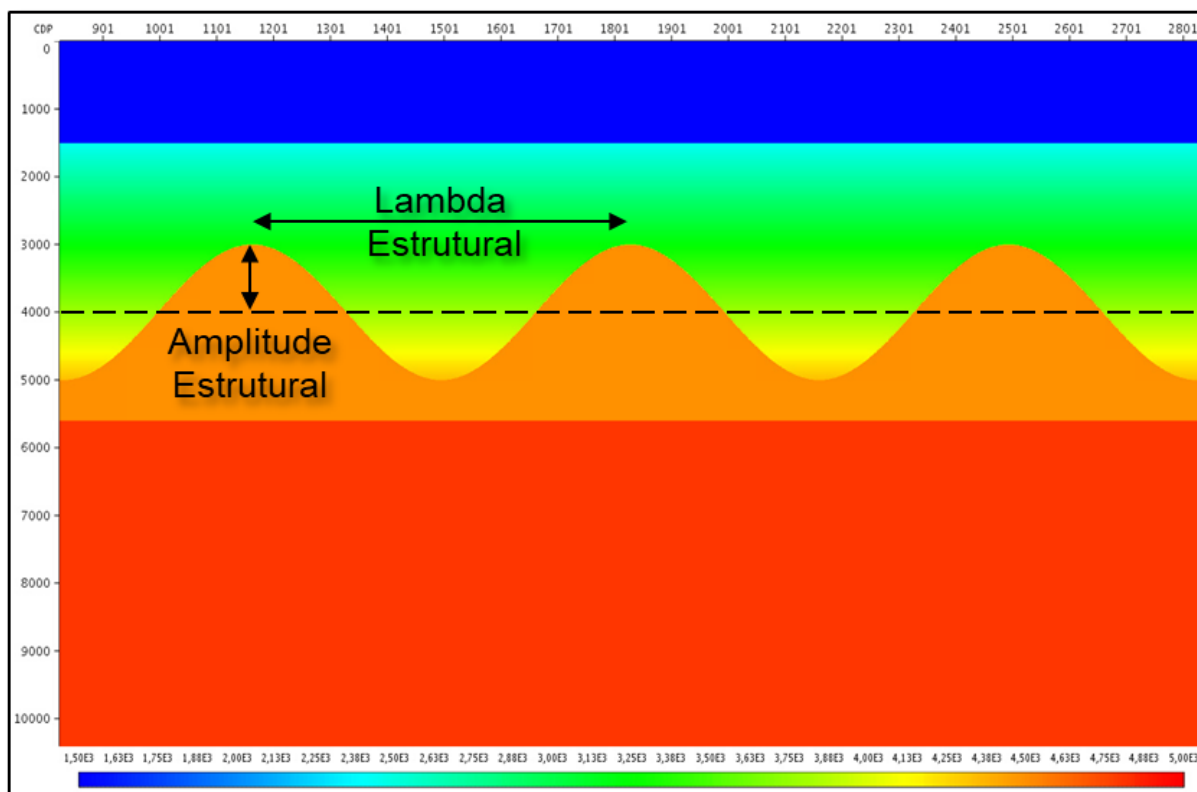


Figura 3.3: representação dos parâmetros amplitude estrutural e lambda estrutural. Os parâmetros são os mesmos observados em uma curva seno, a amplitude oscila simetricamente em uma cota central de 4000m e o lambda estrutural representa o afastamento entre os picos.

3.1.2 Simulação Numérica (Modelagem elástica)

De posse dos modelos criados, executa-se a modelagem sísmica elástica. Tal modelagem é regida pela equação elástica da onda e descreve a propagação de ondas compressoriais (primárias) e ondas cisalhantes (secundárias).

Utilizou-se o programa WebSintesi (plataforma de processamento de dados desenvolvida pela Petrobras) para executar o algoritmo de modelagem elástica por diferenças finitas. O algoritmo foi implementado pela gerência de Geofísica do Centro de Pesquisas da Petrobras (CENPES) e é baseado em Bulcão (2004), onde o autor resolve a equação elástica da onda por diferenças finitas e utiliza o método proposto por Levander (1988) para inclusão de operadores espaciais de quarta ordem.

A modelagem foi executada com parâmetros (Tabela 3.4) e geometria típicos de uma aquisição 2D marítima real (Figura 3.4). A simulação desconsidera múltiplas de superfícies, fantasmas da fonte ou fantasmas de receptores. Esses ruídos foram suprimidos com a finalidade de isolar o problema a ser analisado sem que eles influenciassem os resultados.

útil para minimizar ruídos como múltiplas internas, onda direta e algumas reflexões de borda. Pode-se observar na Figura 3.6, uma comparação entre os dados migrados com e sem o procedimento de subtração. Na Figura 3.6A os *CRPs* são oriundos do sismograma apresentado na Figura 3.5A (sem subtração) e na Figura 3.6B são apresentados os *CRPs* originados da migração do sismograma visto na Figura 3.5C (com a subtração).

Todos os *CRPs* gerados nessa dissertação estão em profundidade. Isso significa que o eixo vertical representa a profundidade em metros variando de 0 a 10km e o eixo horizontal o afastamento (*offset*) que varia de 100m a 8100m. Para fins de comparação teórica o eixo horizontal será convertido de *offset* para ângulos (assunto discutido mais à frente no item 3.3.2). Em todos os *CRPs* a profundidade do horizonte estudado (base do sal) é de 5540m

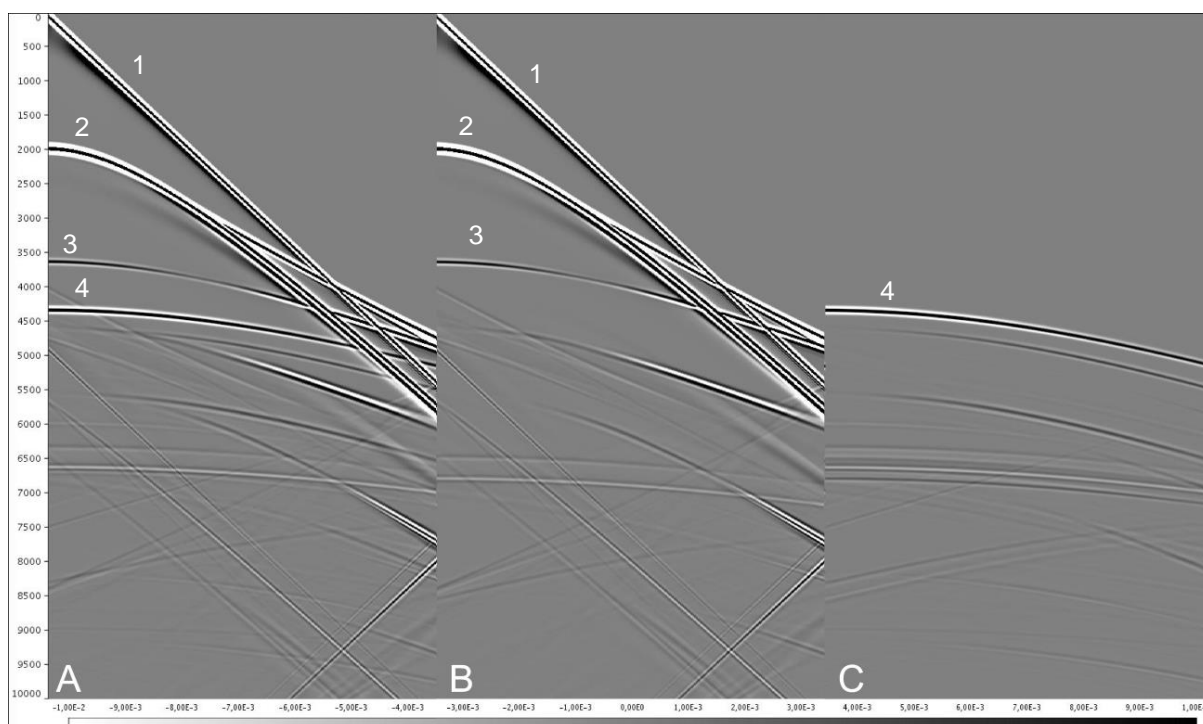


Figura 3.5: A - B = C, onde (A) - sismograma completo; (B) - Sismograma *flood* e (C) - sismograma resultante da subtração. O sismograma C possui menos ruídos e apresenta apenas uma interface: a base do sal. Os eventos observados no sismograma são a onda direta (1), fundo do mar (2); topo do sal (3) e base do sal (4). Dimensões: todos os sismogramas têm 8100m na horizontal e 10 segundos na vertical.

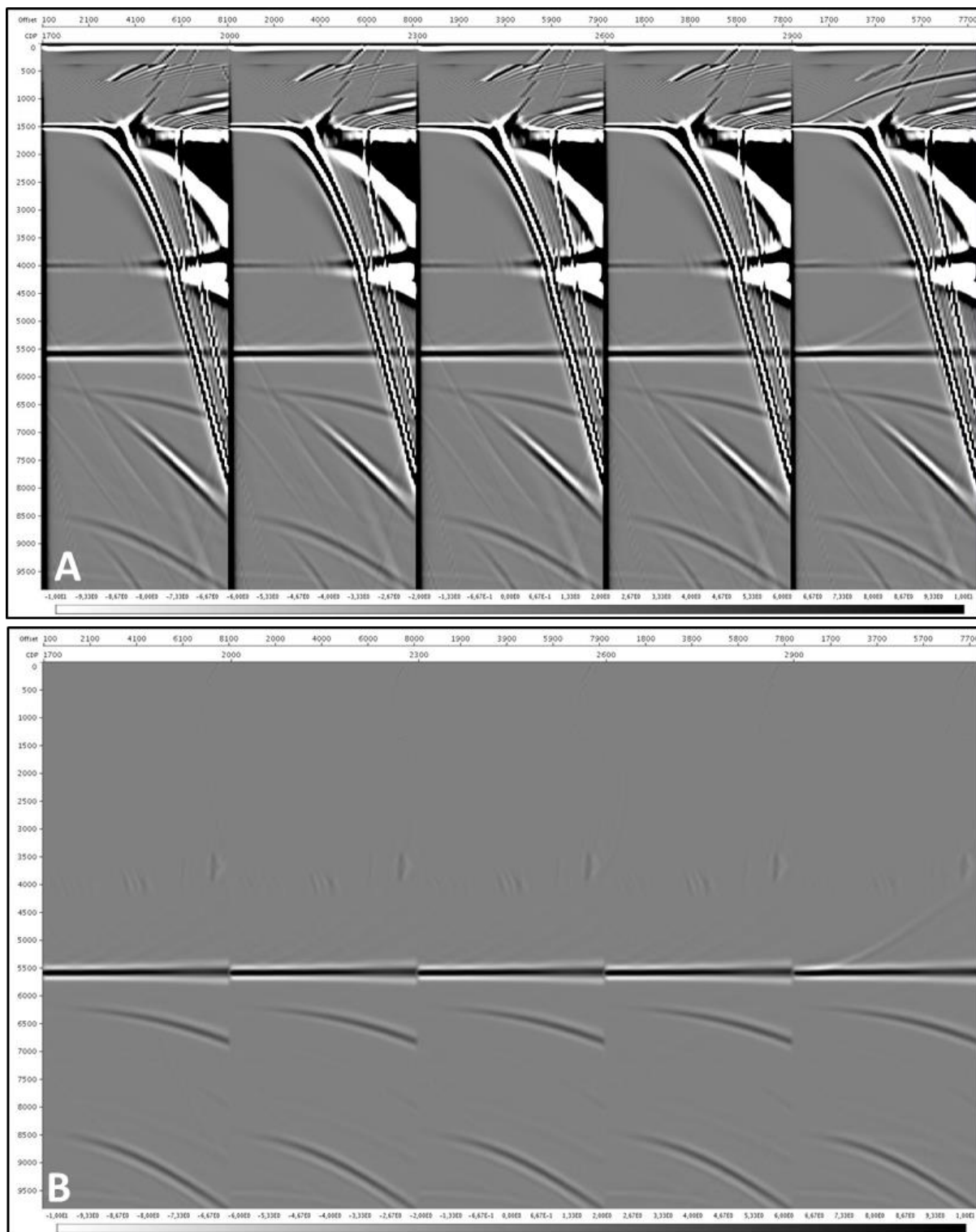


Figura 3.6: Comparação entre os CRPs do modelo plano com e sem subtração do modelo *flood*. Dados migrados (CRPs): A – modelo principal, B – modelo subtraído. Nota-se que os CRPs “B” possuem apenas uma interface (base do sal) e são mais limpos de ruídos, proporcionando uma melhor análise das amplitudes na interface de estudo.

3.2.2 Migração KPSDM (*Kirchhoff pre stack depth migration*)

A Migração Kirchhoff utiliza a solução da equação acústica da onda pela integral de Kirchhoff e modela o princípio de Huygens para a propagação de ondas sísmicas. O princípio de Huygens considera que cada frente de onda é composta por infinitos pontos e cada um deles é uma fonte para uma nova onda que se propaga no meio. Essa solução foi apresentada em Schneider (1978) e popularizada desde então. A integral de Kirchhoff é versátil e sua implementação computacional para migração possui grande eficiência nas aplicações para modelos mais simples (Rosa, 2010), por essa razão sua utilização na indústria do petróleo ainda é pertinente.

O resultado da subtração descrita no item 3.2.1, juntamente com o respectivo modelo de VP suavizado (campo de velocidade), são usados como entrada na migração (Figura 3.7). O procedimento foi feito no *software* GEODEPTH®, da Emerson® com os parâmetros resumidos na Tabela 3.5. Optou-se pela *migração pre-stack Kirchhoff* em profundidade (ou como é comumente chamada: *KPSDM*), pois possibilita saída da seção empilhada e dos *CRP gathers* para execução da análise AVO.

A seção migrada e empilhada, apesar de ter sido usada como um controle de qualidade, não foi foco de estudo deste trabalho. O principal alvo são os *CRPs gathers* abertos, ou seja, o dado migrado antes do empilhamento. Neles foram realizados os estudos no evento correspondente a base do sal.

Normalmente a interface base do sal está sujeita a uma grande quantidade de interferência (ruídos), tais como múltiplas e efeitos de borda (no caso de uma modelagem). Esses ruídos foram minimizados pela estratégia da subtração dos sismogramas (item 3.2.1). Isso proporcionou um *CRP gather* focado no objetivo da dissertação, como observado na Figura 3.7C.

Parâmetros da Migração	
Faixa de CRP:	De 1 a 4000 amostragem = 1
Saída de Offsets:	100 a 8100m amostragem = 100m
Faixa de Profundidade	0 a 10390m, amostragem = 10m
Abertura operador	15590m
Correção de espalhamento geométrico	ativo
Filtro de estiramento	40%

Tabela 3.5: Parâmetros de migração

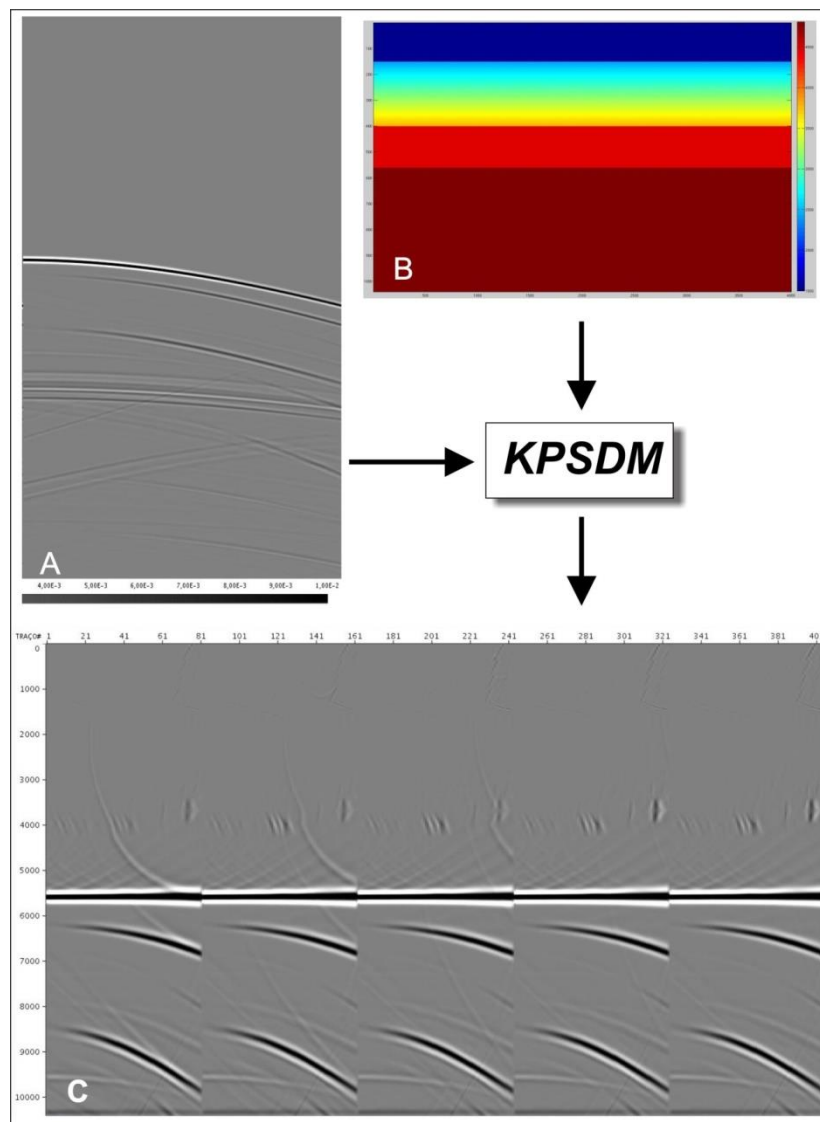


Figura 3.7: Migração KPSDM, A – Shot Gather, B – Modelo de velocidade suavizado, C – dado migrado (CRPs).

3.3 Análise AVA

3.3.1 Seleção dos *Common Reflection Points* (CRPs)

A Família *CRP* é composta por um conjunto de traços com o mesmo ponto de reflexão (Sheriff, 2002). Trata-se de uma organização dos traços do dado sísmico migrados. Essa ordenação permite representar a amplitude, a posição do evento e a variação da amplitude em todos os *offsets*. Neste trabalho, os *CRPs* são o insumo para a análise *AVO*, porém a análise foi feita em ângulos. É muito comum usar-se termo *AVO* ao referir-se à análise de amplitude por ângulo e não por afastamento (*offset*). O correto é usar o termo *AVA* (*amplitude versus angle*), contudo o termo *AVO* tornou-se mais difundido na indústria do petróleo.

Utilizou-se o seguinte critério para a execução da análise *AVA*: selecionou-se três *CRP gathers*, pontos na base do sal, na direção dos pontos de pico, inflexão e vale da interface topo do sal (figura 3.7). A escolha desses pontos específicos visa comparar, sob mesmas condições, o resultado obtido de cada modelo com o obtido pelas equações de Zoeppritz.

O *AVA* teórico foi calculado com o algoritmo desenvolvido pelo projeto *Crewes* (*Consortium for Research in Elastic Wave Exploration Seismology*). Entende-se que as amplitudes no *AVA* teórico é função apenas do ângulo de incidência e das propriedades do meio, ou seja, não sofrem influência de ruídos, dispersão numérica (oriundas do processo de modelagem e migração) ou da geometria do topo do sal. O comportamento da curva de *AVA* teórica é esperado na curva de *AVA* do modelo plano, pois o mesmo não tem interferência da geometria do sal.

Todos os modelos possuem 40Km, sendo os 20Km centrais modelados, logo pode-se desconsiderar problemas de cobertura. Portanto, para o modelo plano, todos os pontos na interface base do sal tem resposta sísmica igual ou muito próxima. Algumas pequenas diferenças entre os pontos do modelo plano e o teórico foram observadas (item 4.2). Isso ocorre devido à dispersão e/ou aproximações numéricas inerentes aos algoritmos de modelagem, migração e a ruídos não removidos. As variações entre o modelo plano e o teórico não interferem de maneira significativa, tal qual uma mudança no modelo de velocidade ou geometria do topo do sal causariam. Deste modo, para o modelo plano foram observados três pontos aleatórios (os quais apresentaram aproximadamente o mesmo resultado), sendo um selecionado para estudo e calibração com o modelo teórico.

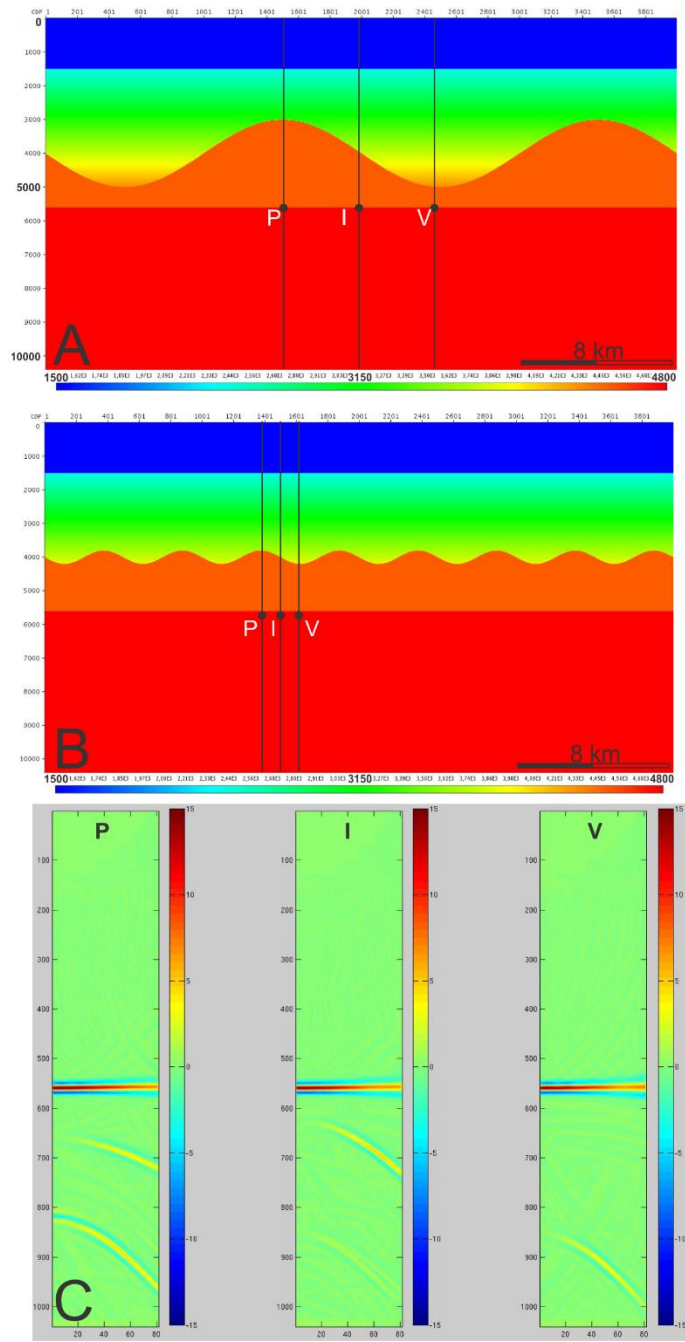


Figura 3.8: critério para seleção dos CRPs para análise comparativa de AVO. A – modelo 1000/20000; B – modelo 200/5000; C – Famílias CRPs de A nos pontos selecionados P - Pico, I – Inflexão, V – Vale. Ainda em C, no eixo X tem-se offset (de 0 à 8km), no eixo Y a cota (profundidade) e as cores representam as amplitudes. O evento com mais destaque nos CPRs corresponde à base do sal.

3.3.2 Conversão AVO em AVA

Como observado anteriormente, o dado de saída da migração são CRPs em *offset* (Figura 3.8C), contudo, o fenômeno de reflexão e transmissão de uma onda sísmica viajando pela Terra é baseado em ângulos (Zoeppritz, 1919) e não em *offset*. Para que não fosse percebida influência da topografia do sal no *offset* e para comparar com a curva teórica (em ângulo), converteu-se o AVO em AVA (*amplitude versus*

angle). Essa conversão foi feita através de modelagem por traçado de raios (anexo 7.2), para tanto, o modelo de velocidade foi suavizado para favorecer a aplicação deste método.

O primeiro passo para conversão do *AVO* em *AVA* é a extração de amplitude dos *CRPs* para cada ponto (pico, inflexão ou vale) na cota correspondente à base do sal. Esse procedimento foi realizado por um algoritmo em *MatLab*, detalhado no anexo 2. O algoritmo busca, nas famílias *CRPs*, pelas maiores amplitudes entre as cotas 5400m e 5700m (o intervalo entre essas cotas contém o evento sísmico base do sal). O procedimento é feito em cada família *CRP* selecionado (ver item 3.3.1) e para todos os modelos. Visto que os *CRPs* estão em *offset*, o resultado obtido é uma tabela/gráfico de amplitudes por *offset* (Figura 3.9).

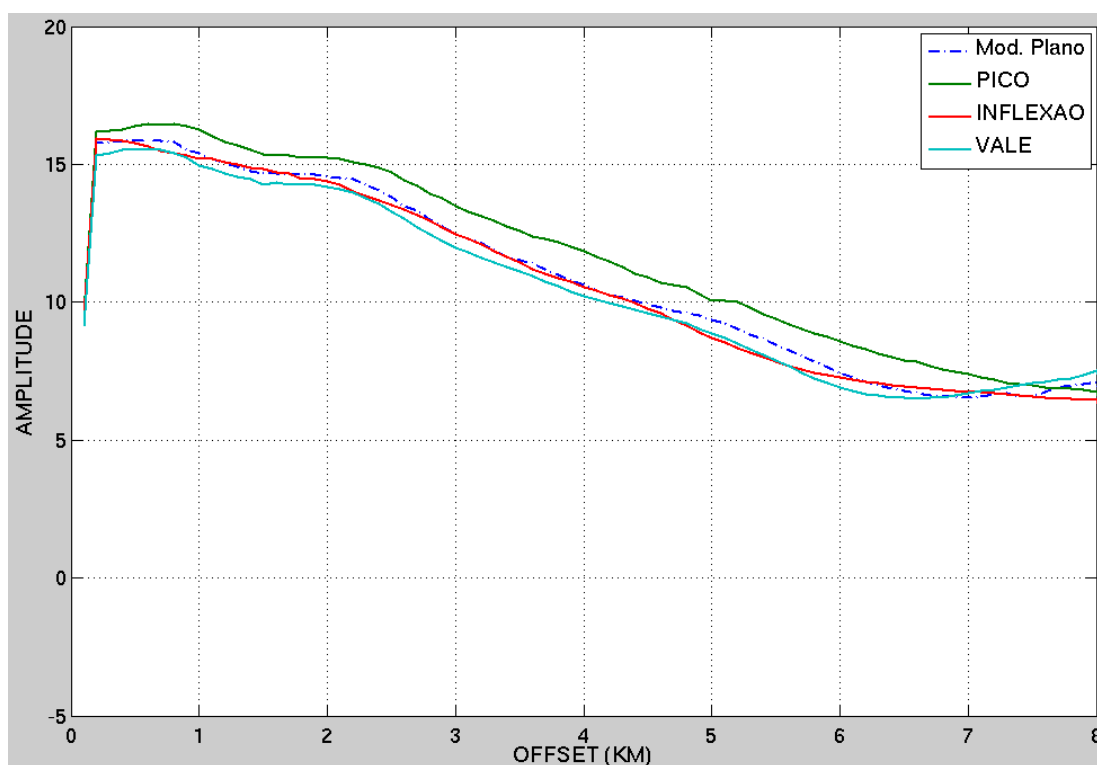


Figura 3.9: Gráfico *AVO* pra o modelo 1000/ 20000.

Em paralelo foi feita a modelagem por traçado de raios em todos os pontos analisados (pico, inflexão, vale) em todos os modelos. Dessa modelagem extrai-se uma tabela contendo o ângulo e o *offset* de cada raio (ou tiro) modelado. Foram modelados 91 raios, contemplando incidências e reflexões na interface analisada.

A modelagem considerou uma fonte na cota da interface estudada (base do sal) e os raios se propagaram até a superfície de forma que a disposição de ângulos para raios modelados a partir do ponto analisado fosse simétrica: entre -45° e 45° graus com intervalo angular de 1° . Os raios são divididos em pares de ângulos simétricos onde raios com ângulos negativos representam incidências e os positivos representam a respectiva reflexão (Figura 3.10). Como a coordenada de cada raio que atinge a superfície do modelo é conhecida, pode-se calcular o *offset* para cada par de raios com ângulos simétricos, tendo assim uma tabela de *offset por ângulos (OVA)*.

Tendo as duas tabelas: a extraída dos CRPs contendo amplitude e *offset* para cada tiro (*AVO*) e a tabela extraída da modelagem de raios contendo *offset* por ângulos (*OVA*), pode-se então interpolar uma amplitude (na tabela de *AVO*) para cada *offset* calculado no traçado de raios (fig.3.10).

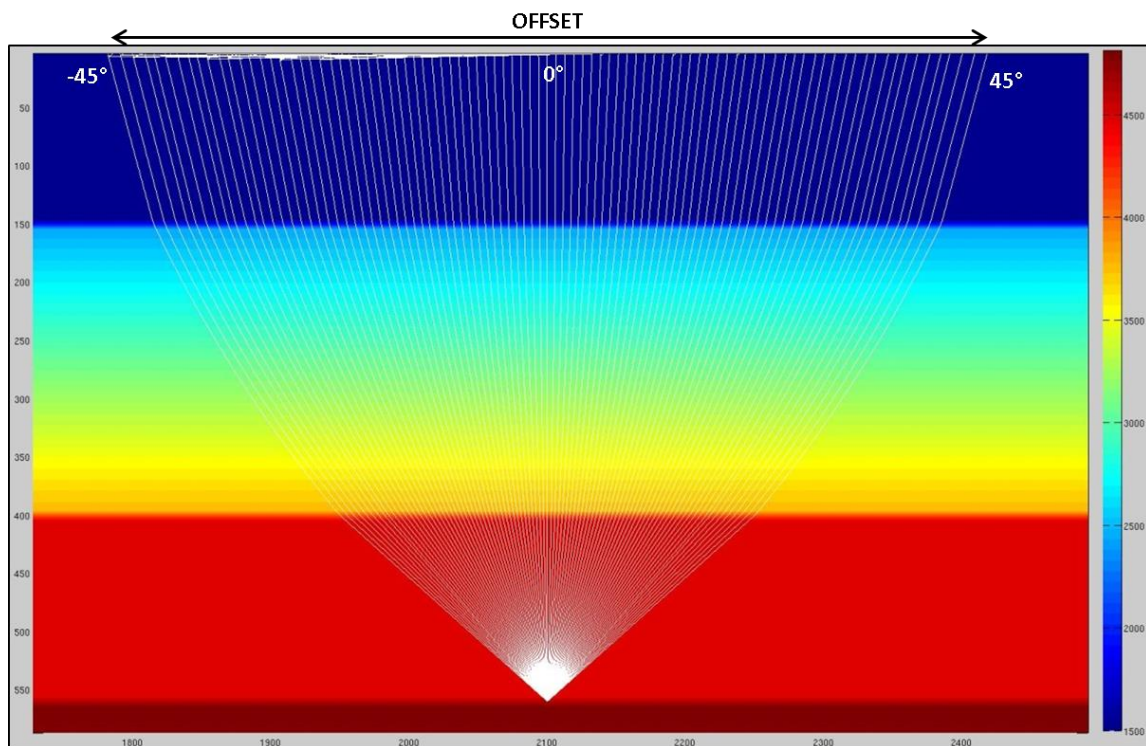


Figura 3.10: Modelagem por traçado de raios. Pela lei de Snell o ângulo de reflexão de um raio é igual ao ângulo de incidência, sendo assim, os raios foram modelados simetricamente: ângulos negativos representam fontes e os positivos receptores. O modelo de velocidade foi suavizado para favorecer o método.

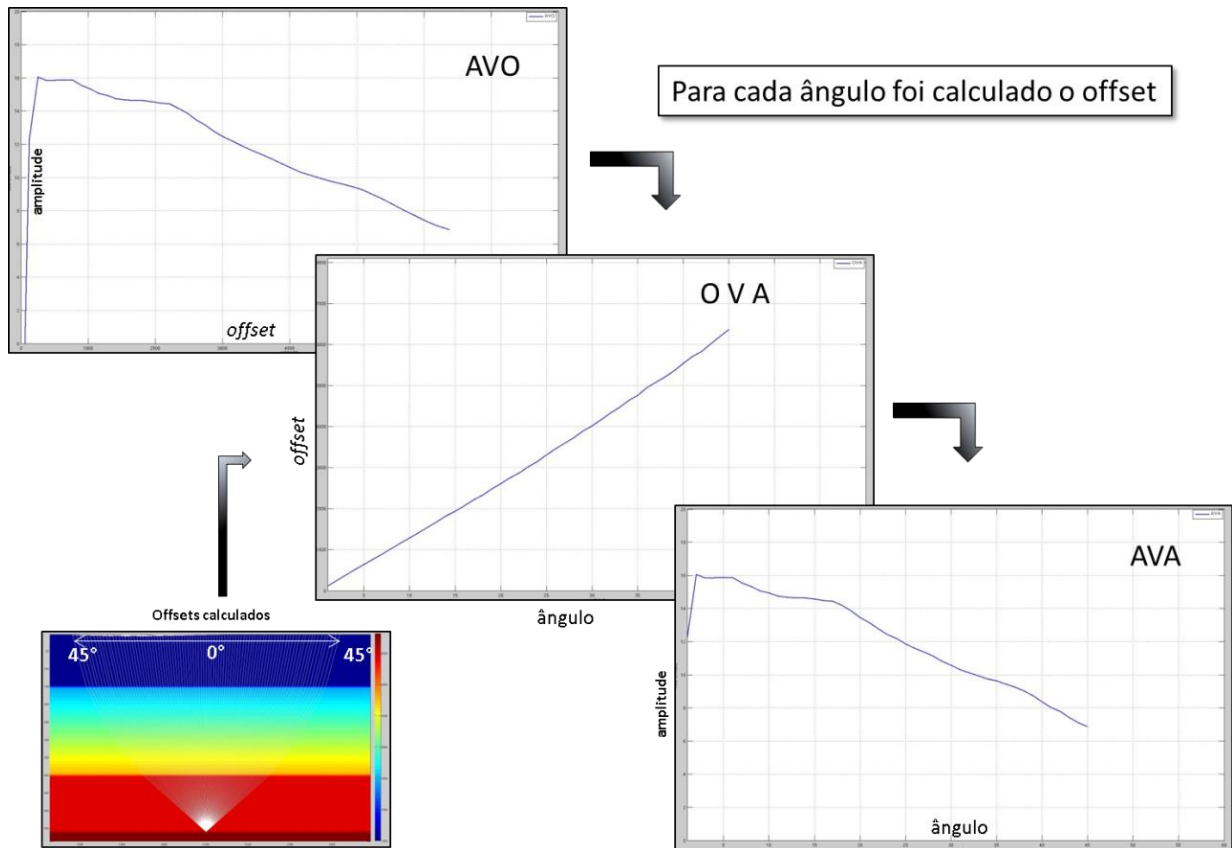


Figura 3.11: Desenho esquemático apresentando conversão AVO em AVA

3.3.3 Gráficos AVA, Coeficiente de Rendimento (R^2) e Gradiente

Para analisar a resposta de amplitude de cada modelo construíram-se os respectivos gráficos AVA. Foram feitas as regressões lineares e calculados os parâmetros R^2 e o gradiente para cada curva. Esses parâmetros foram comparados com os mesmos calculados a partir da curva de AVA teórica.

O gráfico AVA é construído propositalmente com a seguinte configuração: eixo X (abscissas) tem-se o $\sin^2(\theta)$ e o eixo Y (ordenadas) representado pelas amplitudes (Figura 3.11). Observa-se que ao adotar essa configuração, para faixa de ângulos estudada (de 3° a 40°), a regressão linear nos leva à reta obtida pela simplificação da equação de Zoeppritz (equação (2.22)). Essa simplificação descreve aproximadamente o comportamento teórico da refletividade com a variação do ângulo.

Todas as amplitudes foram normalizadas pelo respectivo valor da amplitude no ângulo 3° (afastamento curto). Isso possibilita uma análise da forma da curva em mesmas condições, partindo de um ponto comum. A partir daí é feita a comparação dos valores do gradiente (dado pelo coeficiente angular da reta) e do índice R^2 .

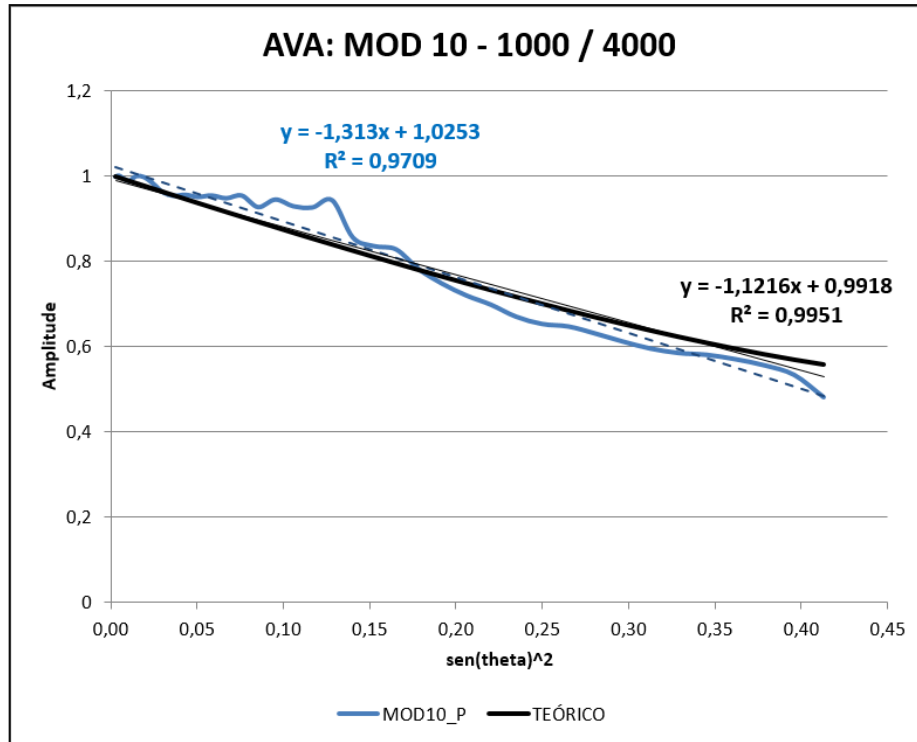


Figura 3.12: Gráfico AVA para o modelo 1000/4000. Curva azul representa o ponto de Pico. A curva preta representa o AVA teórico. As linhas finas são retas de regressão linear para cada curva AVA, cuja cor segue o mesmo padrão. Os parâmetros gradiente e o R^2 estão representados em cada equação. No eixo X tem-se $\sin^2 \theta$, no eixo Y a amplitude.

O R^2 ou coeficiente de determinação é uma medida de precisão da reta e indica o quanto o resultado da regressão linear representa os pontos do gráfico. O parâmetro é expresso em porcentagem, valores entre 0 e 1. Onde 1 é 100% de precisão, é calculado pela equação:

$$R^2 = \left[1 - \left(\frac{SEt^2}{SEy^2} \right) \right], \quad (3.1)$$

a variável SEt representa o erro total (somatório das distâncias do ponto à reta) e SEy o erro em y (somatório das diferenças entre dos pontos y e o y médio).

O gradiente (B) está ligado às propriedades geológicas do modelo e descreve o comportamento das amplitudes ao longo da variação do ângulo. Percebe-se nele, a influência direta do modelo de propriedades nas amplitudes. O R^2 é tido como um índice de confiabilidade das amplitudes.

Com o R^2 e o gradiente calculados, criou-se o gráfico de variação de R^2 por comprimento de onda (lambda estrutural) e o mesmo para o gradiente. Os gráficos são individualizados para as duas amplitudes estruturais: 200m e 1000m (Figura 3.13). Esses gráficos dão uma visão geral do comportamento dos parâmetros, R^2 e gradiente, com a variação do lambda estrutural do topo do sal. Trazendo essa observação para a realidade geológica, o comportamento dessas curvas nos diz como as propriedades geofísicas inferidas podem ser falseadas pela influência do afastamento dos domos e mini bacias de sal.

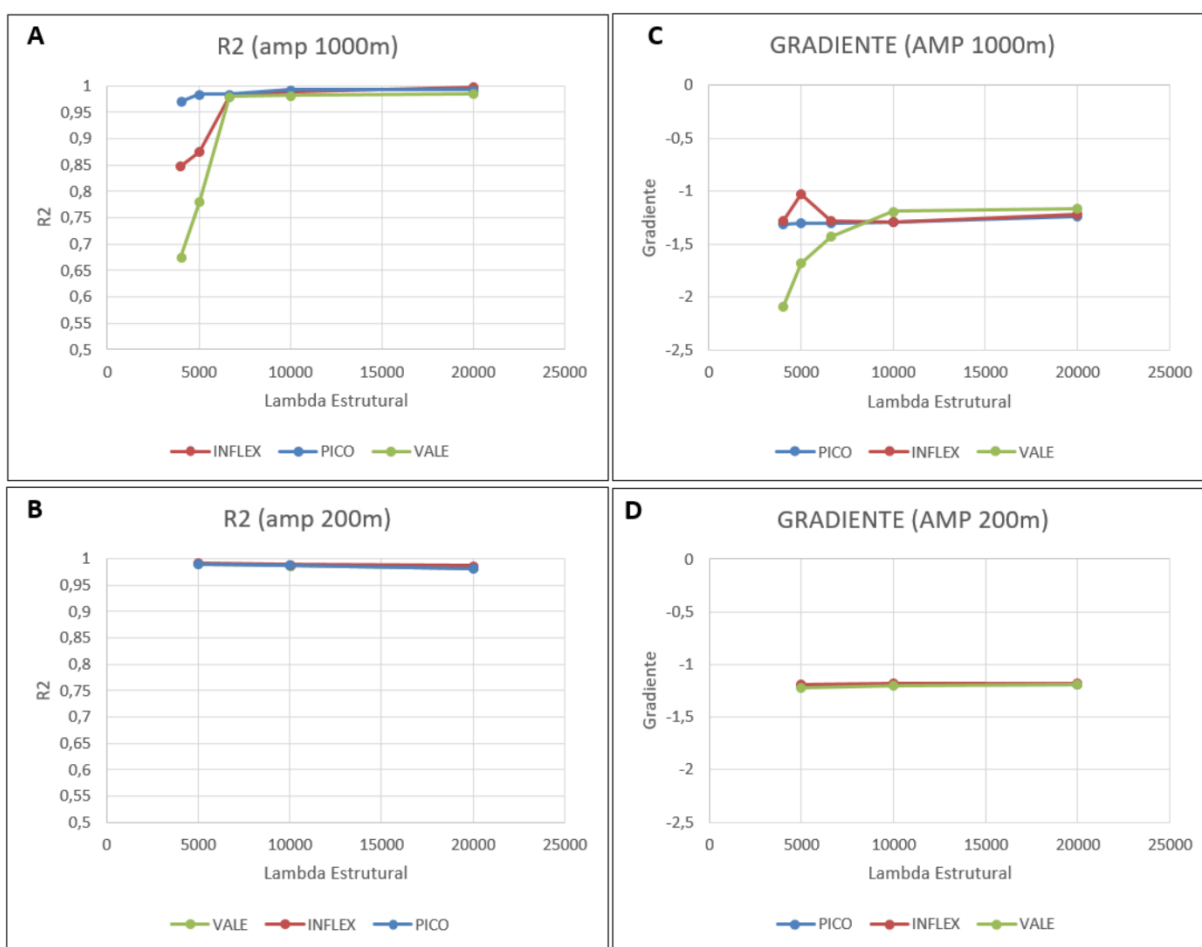


Figura 3.13: Gráficos de R^2 por Lambda estrutural (A e B) e Gradiente por Lambda estrutural (C e D). A esquerda modelos com amplitude estrutural de 1000 metros e a direita modelos com amplitude estrutural de 200 metros.

A curva de AVA teórica é livre de qualquer influência da geometria do topo do sal e representa a resposta sísmica direta das propriedades geológicas do meio. Ao comparar o R^2 de cada modelo com o teórico (o esperado), avalia-se a influência da geometria do sal na confiabilidade das amplitudes do *CRP*, ou seja, o quanto as

amplitudes da base do sal variam em relação ao teórico, dada uma geometria de topo do sal. De forma similar, ao comparar o gradiente de cada modelo com o teórico, avalia-se a influência da geometria do topo do sal na resposta sísmica das propriedades geológicas do meio adquiridas em superfície.

3.3.4 Matriz Comparativa

Outro critério de avaliação utilizado foi a variação entre os valores de R^2 e gradiente (B) dos modelos com os da curva teórica, a qual será referida como delta. O delta representa uma avaliação quantitativa da variação desses parâmetros, nos modelos analisados, sob a influência da geometria do topo do sal.

O cálculo dos deltas é dado por:

$$\Delta R^2 = (R_M^2 - R_T^2)/R_T^2 \quad (3.2)$$

$$\Delta B = (B_M - B_T)/B_T \quad (3.3)$$

Os índices M e T significam respectivamente medido e teórico.

Esse procedimento foi feito para todas as curvas (pico, inflexão e vale) de todos os modelos do trabalho e organizado em matrizes como apresentado na Tabela 3.6 e Tabela 3.7: Valores de deltas para o parâmetro gradiente. Os resultados observados nessas tabelas são interpretados no capítulo de resultados.

PICO DELTA R2		Lambda Estrutural				
		4000	5000	6650	10000	20000
Amp. Estrutural	1000	-2,43%	-1,07%	-1,18%	-0,27%	-0,29%
	200		-0,45%		-0,84%	-1,31%

INFLEX DELTA R2		Lambda Estrutural				
		4000	5000	6650	10000	20000
Amp. Estrutural	1000	-14,82%	-12,15%	-1,58%	-0,68%	0,17%
	200		-0,32%		-0,64%	-0,76%

VALE DELTA R2		Lambda Estrutural				
		4000	5000	6650	10000	20000
Amp. Estrutural	1000	-32,17%	-21,63%	-1,49%	-1,38%	-1,03%
	200		0,00%		-0,78%	-0,60%

Tabela 3.6: Valores de deltas para o parâmetro R².

PICO DELTA GRAD		Lambda Estrutural				
		4000	5000	6650	10000	20000
Amp. Estrutural	1000	17,06%	15,79%	15,78%	15,41%	10,56%
	200		7,10%		6,41%	6,62%

INFLEX DELTA GRAD		Lambda Estrutural				
		4000	5000	6650	10000	20000
Amp. Estrutural	1000	14,41%	-8,61%	14,62%	15,24%	9,00%
	200		6,63%		5,24%	5,54%

VALE DELTA GRAD		Lambda Estrutural				
		4000	5000	6650	10000	20000
Amp. Estrutural	1000	86,15%	49,88%	27,80%	6,30%	4,00%
	200		9,24%		7,36%	6,18%

Tabela 3.7: Valores de deltas para o parâmetro gradiente.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Um grande problema enfrentado nas análises de *AVO*, e também na interpretação sísmica de maneira geral, está relacionado à escolha do modelo de velocidades para a migração. O resultado de qualquer migração e, conseqüentemente do sinal sísmico resultante, depende da exatidão na construção do modelo de velocidades. Tendo essas dificuldades levadas em consideração, ainda resta avaliar a influência do modelo geológico sobre o sinal sísmico, mais especificamente, a iluminação irregular. Problemas com iluminação sísmica são causados pelas mais diversas e complexas geometrias de estruturas encontradas em subsuperfície e afetam diretamente a confiabilidade do sinal sísmico.

As análises dos *CRPs* correspondentes a picos, inflexões e vales nos nove modelos estudados focaram na avaliação qualitativa e relativa ao modelo teórico calculado pelas equações de Zoeppritz. A configuração da modelagem sísmica considerou parametrização compatível com aquisições realizadas na Bacia de Santos. Dados quantitativos que possam ser retirados dos resultados desta dissertação não devem ser levados à outras áreas sem levar em consideração a geometria de aquisição e a geometria do sal observada.

Inúmeros trabalhos mostram o uso de análises *AVO* ou *AVA* como uma ferramenta importante dentro da geofísica de petróleo. Usada principalmente para alvos em rochas clásticas, porém a descoberta do pré-sal na Bacia de Santos levantou a atenção para as rochas carbonáticas. Há pouco mais de uma década acreditava-se que o *AVO* em carbonatos era pouco influenciado pelo fluido presente nos poros da rocha (Li e Downton, 2000). Em relação aos reservatórios siliciclásticos, os carbonatos possuem menor sensibilidade ao seu conteúdo de fluido devido aos elevados valores de módulo de compressibilidade, como pode ser demonstrado pela equação de Biot-Gassmann (Gassmann, 1951 em Rosa, 2010). Na região do pré-sal essa dificuldade soma-se à variação da iluminação causada pela camada de sal afetando a confiabilidade das amplitudes e estimativa das propriedades. Jardim et al (2015) demonstram como diferentes metodologias de construção do modelo de velocidade do sal podem afetar a iluminação nos reservatórios do pré-sal e, conseqüentemente, a confiabilidade das amplitudes neste intervalo. Por esses motivos assume-se que o *AVA* ou *AVO* tem baixa confiança como um *DHI* nesse intervalo.

Posteriormente, com o melhor entendimento das propriedades das rochas carbonáticas e os avanços no processamento de dados sísmicos, o uso do *AVO* para caracterização de reservatórios carbonáticos tornou-se mais praticado, inclusive indicando bons reservatórios na Bacia Sedimentar Ocidental do Canadá (Li et al, 2003). A análise de *AVO* fornece uma resposta indireta das propriedades elásticas do meio de propagação das ondas sísmicas. Eberli et al (2003) fazem um estudo das propriedades elásticas de rochas carbonáticas, cujos resultados demonstram como essas propriedades podem ser afetadas pelo tipo de rocha carbonática (granular ou cristalina) e pelos diferentes tipos de poro. Acredita-se nesta pesquisa que uma análise *AVO* nas rochas do pré-sal também pode ser uma ferramenta discriminatória de facies sísmicas (*AVO* litológico). Esse é um tema que necessita de mais estudos e não deve desconsiderar a interferência da camada de sal.

4.1 Modelos e Dados Migrados

Foram gerados nove modelos de propriedades. A Figura 4.1 apresenta todos eles referenciados pela notação: “amplitude estrutural / lambda estrutural”. Todos os modelos passaram pelo processo de simulação numérica elástica e migração. Os respectivos *CRPs*, resultantes da migração, foram o objeto de análise.

A geometria do topo do sal interfere na iluminação sísmica, na interface base do sal, causando descontinuidades nas amplitudes. Essas descontinuidades apresentam-se como zonas de sombra nas amplitudes sísmicas nos *CPRs*, em alguns modelos: 1000/4000, 1000/5000 e 1000/6650 (Figura 4.2). Essas zonas de sombra são, principalmente, observadas nos *CRPs* correspondentes ao ponto vale. Muerdter (2001) associa zonas de sombra à representação sísmica de ondas refratadas no flanco do sal com inclinação igual ou maior que o ângulo crítico. Ainda na Figura 4.2 que a zona de sombra se desloca dos afastamentos intermediários indo para os longos de forma diretamente proporcional ao lambda estrutural (do menor para o maior).

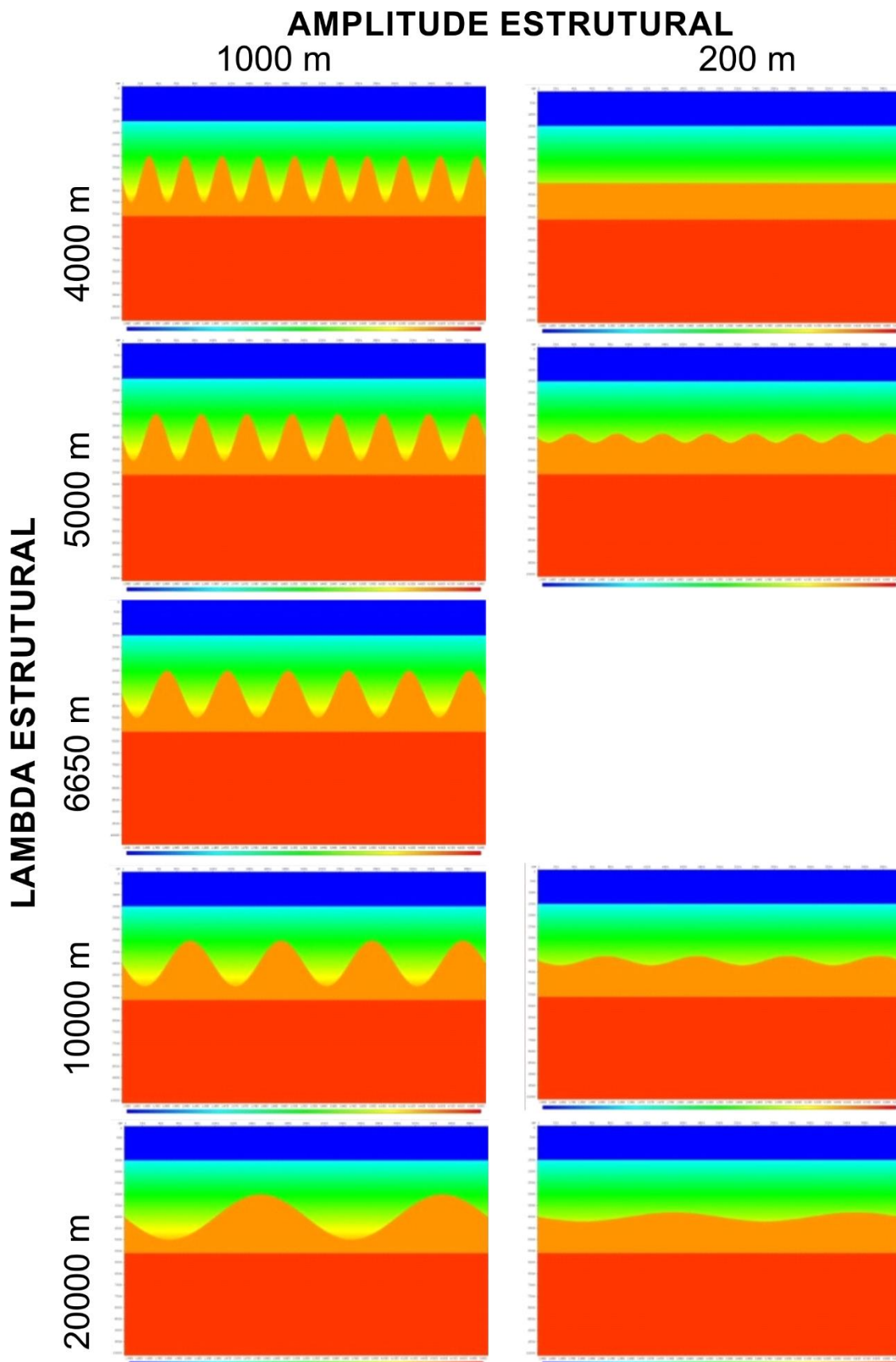


Figura 4.1: Modelos de propriedades VP, VS e densidade gerados. O primeiro modelo à esquerda representa o modelo plano.

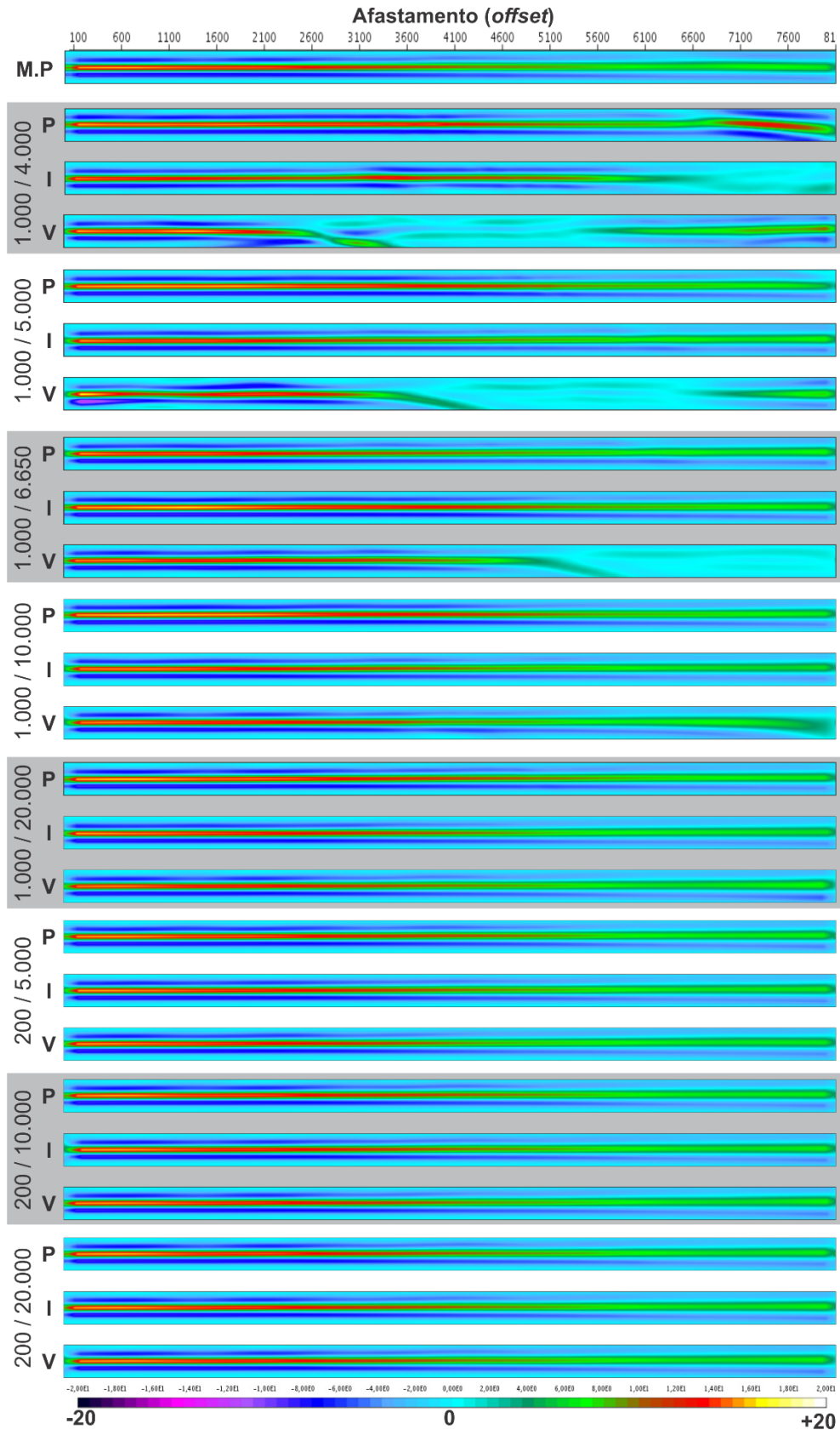


Figura 4.2: *CRPs gathers* da base do sal de cada modelo da figura 4.1. Nos *CRPs* os pontos P, I e V representam respectivamente os pontos de Pico, Inflexão e Vale. O rótulo M.P. indica o modelo plano. No anexo 7.4 é possível ver uma versão, com mais detalhes, de cada modelo e o respectivo CRP.

A Figura 4.3 apresenta um quadro com os dados sísmicos empilhados e respectivos modelos de propriedades. Nesta figura pode-se observar os fenômenos de focalização e dispersão das amplitudes sísmicas. A focalização da amplitude apresenta-se abaixo dos pontos de pico e a dispersão abaixo dos pontos de vale. Esses fenômenos são facilmente percebidos nos modelos com maior amplitude estrutural e menores lambdas estruturais (modelos: 1000/4000, 1000/5000, 1000/6650). No modelo 1000/10000 esses fenômenos apresentam-se tênues, mas ainda visíveis. Para lambdas estruturais maiores que 10.000m e/ou com amplitude estrutural de 200m não são observadas quaisquer alterações de amplitude sísmica visíveis. O dado empilhado reflete o observado nos gathers de cada ponto (pico, inflexão e vale). Por exemplo, nota-se uma perda de amplitudes, no ponto vale, ente os *offsets* 2600 e 5600 do *gather* do modelo 1000/4000 (Figura 4.2). Observa-se a mesma perda de amplitude nos vales do dado empilhado (Figura 4.3, modelo 1000/4000 ponto de vale). O mesmo acontece para os modelos 1000/(5000 e 6650).

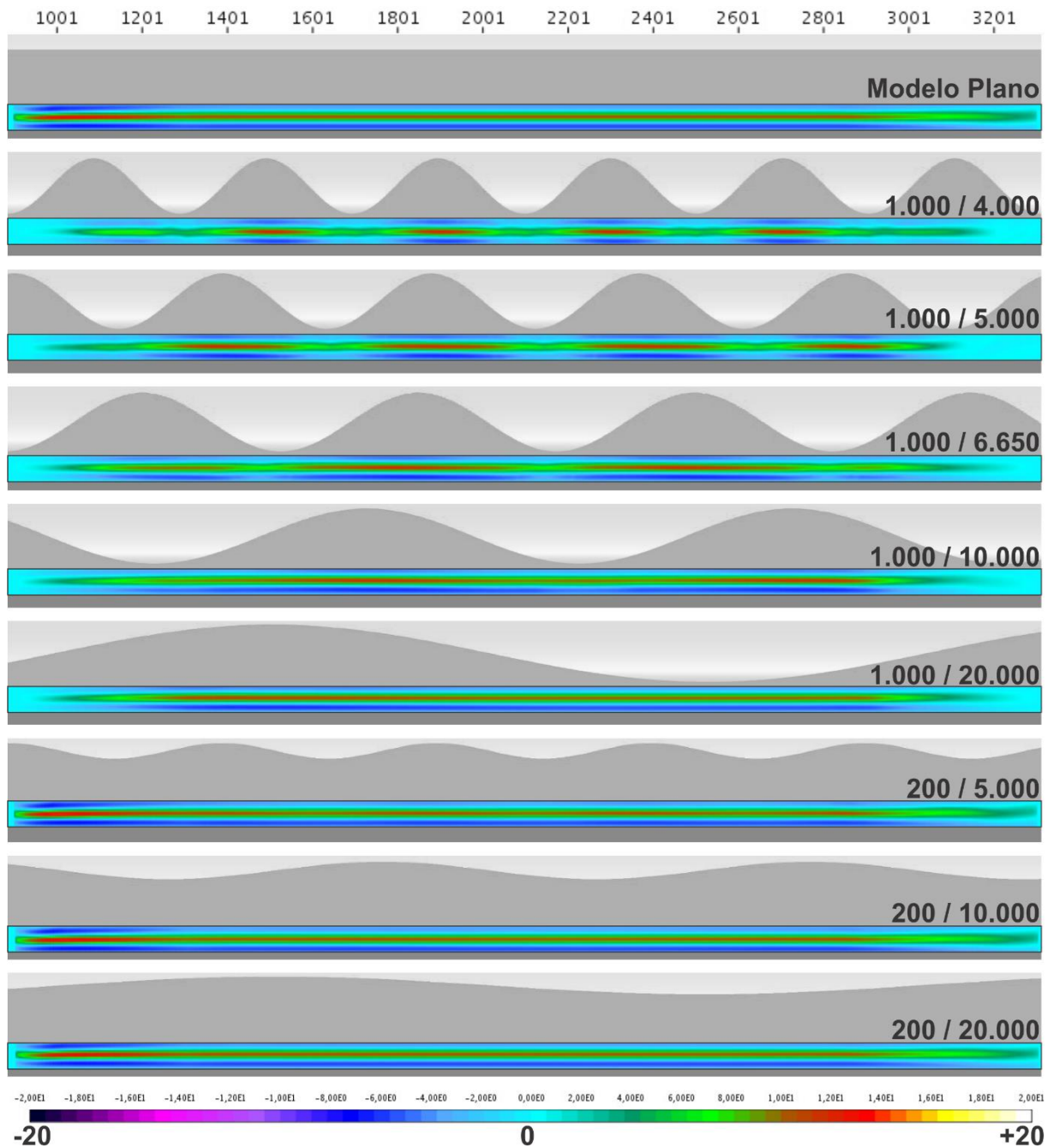


Figura 4.3: Modelos de propriedades (em tons cinza) e respectivas amplitudes das bases do sal, dados migrados e empilhados (em escala colorida). A escala vertical dos modelos está comprimida e os modelos foram cortados rente ao topo do sal (feição com topo ondulado). O rótulo (à direita) nos modelos indica “amplitude estrutural / lambda estrutural”. No dado empilhado pode-se notar o efeito de focalização e dispersão das amplitudes sísmicas. Observa-se que os modelos mais afetados por esses efeitos, focalização e dispersão, são os que possuem maior amplitude estrutural e menores lambdas estruturais. Nesta figura tem-se uma visualização clara da influência da geometria do topo do sal afetando significativamente as amplitudes sísmicas.

4.2 AVA Teórico

Com o objetivo de calibrar a metodologia, o modelo plano foi comparado com a curva de Zoeppritz. No modelo plano não existe interferência da geometria do topo do sal,

dessa forma, esse modelo possui a função de aferição da migração e do processo de simulação numérica elástica.

Pode-se observar que o dado migrado é compatível com a resposta do AVA teórico, alcançando o resultado esperado. A Figura 4.4 apresenta a comparação do modelo plano com a curva de AVA teórica, calculada a partir das equações de Zoeppritz (1919). Todas as curvas foram normalizadas com o valor da amplitude para o respectivo ângulo de incidência 3 graus (aproximadamente o *intercept*).

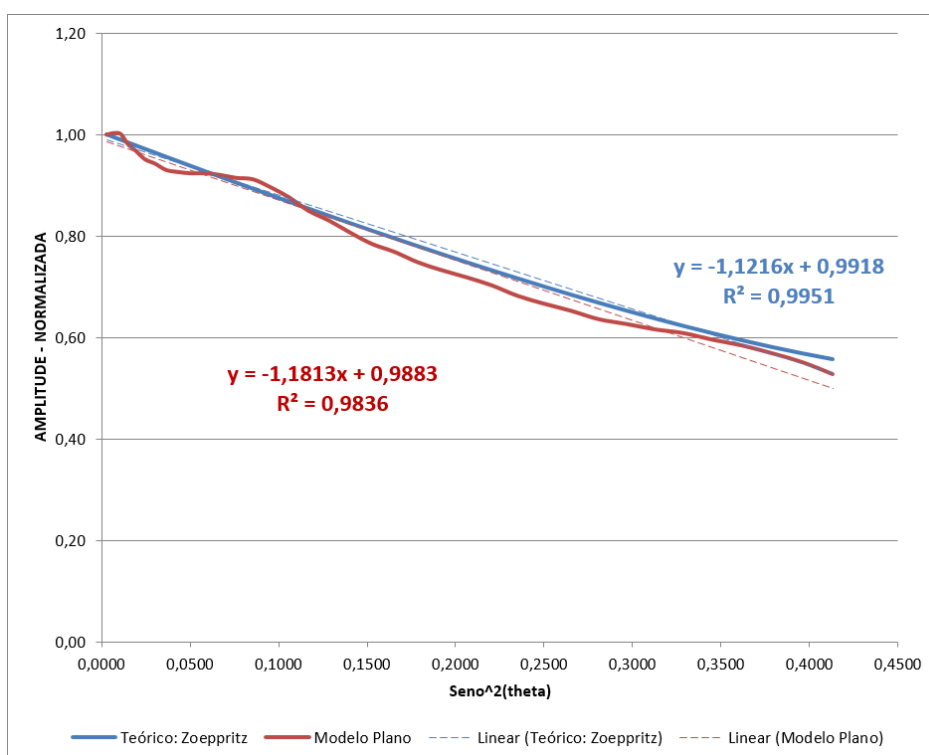


Figura 4.4: Comparação entre as curvas AVA do modelo plano (de camadas plano paralelas) e a teórica (Zoeppritz). As Linhas pontilhadas representam as respectivas retas de regressão linear. Observa-se que os atributos R^2 e gradiente do modelo plano estão bem próximos do teórico. As amplitudes foram normalizadas pelo ângulo de 3° .

Na Figura 4.4 ao comparar a curva de AVA do dado sísmico sintético com a curva teórica, nota-se algumas poucas diferenças. Estas são esperadas, pois a curva teórica (equações de Zoeppritz) é livre de ruídos, considera apenas uma interface que divide duas camadas homogêneas e a incidência de uma onda plana. Por outro lado, o dado sintético passa pelo processo de simulação numérica e migração. Neste trabalho, a simulação numérica gerou o dado sísmico a partir de um modelo de propriedades contendo várias camadas. Utilizou-se a equação completa da onda, simulou-se todos os eventos que envolvem a propagação de ondas sísmicas, tais

como múltiplas, ondas diretas e ondas refratadas. Somado a isso, tem-se o processo de migração que, por sua vez, também gera artefatos, inerentes ao processo, que são indesejáveis no dado sísmico analisado.

Diferenças entre a curva modelada e a teórica são calculadas pela variação entre elas, aqui referida como Δ (delta). Ele foi calculado para cada ponto do gráfico e é dado em porcentagem, possuindo valores entre -1 e 1 dado por:

$$\Delta = [M(X1, Y1) - Z(X1, Y1)]/Z(X1, Y1) \quad (4.1)$$

onde M é o ponto do modelo observado, Z representa o ponto do modelo teórico e X e Y são as coordenadas no gráfico AVA.

Espera-se que a curva do modelo plano seja o mais próximo possível da curva teórica. Observou-se que os Δ do modelo plano chegam no máximo à 5%, indicando um nível base de variações inerentes a metodologia. Outros modelos chegam à deltas maiores que 80% (Figura 4.5). Os valores dos deltas observados nos modelos, com exceção do modelo plano, podem ir muito além das variações inerentes aos processos de modelagem e migração. Isto indica que existe interferência nas amplitudes em consequência da geometria do topo do sal. Observa-se, no gráfico da Figura 4.5 um exemplo da variação da amplitude causada pela geometria do topo do sal nas curvas AVA. Essas variações são mais perceptíveis nos modelos onde o topo do sal possui maior amplitude estrutural e menor lambda

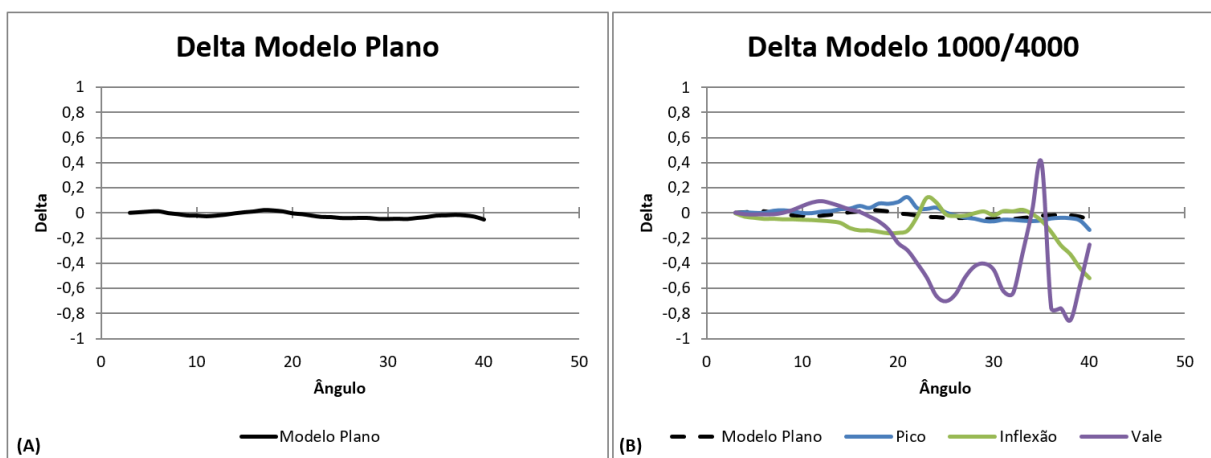


Figura 4.5: A – delta do modelo plano; B – Variação do delta para o modelo 1000/4000, a linha pontilhada representa o modelo plano.

Ao observar o resultado do AVA dos modelos estudados nota-se que a geometria do topo do sal tem maior influência nos dados com menor lambda e maior amplitude estrutural nos pontos correspondentes à Inflexão e Vale (Figura 4.6). O ponto de Pico não apresentou alterações significativas, tendo baixa influência da geometria do topo do sal. Ao comparar o modelo 1000/5000 com o modelo 200/5000 (Figura 4.6C e G), que diferem apenas na amplitude estrutural (1000m e 200m respectivamente), nota-se que o resultado do AVA ficou mais próximo do teórico no modelo 200/5000. Isso demonstra que a amplitude estrutural do sal pode afetar o sinal sísmico.

Na Figura 4.6A, no ponto Vale, percebe-se como a zona de sombra (ver item 4.1) afeta o sinal sísmico levando à uma grande faixa com queda na amplitude a partir do valor de $X = 0,15$ ($\theta \approx 23^\circ$). Essa zona de sombra também afeta os modelos 1000/5000 (em X a partir de 0,28) e 1000/6650 (em $X > 0,40$). No modelo 1000/6650 a alteração no sinal não é tão perceptível quanto nos modelos 1000/4000 e 1000/5000, pois a zona de sombra apresenta-se nos *offsets* mais longos. Ao comparar os gráficos desses três modelos (Figura 4.6A, B e C) pode-se perceber que a zona de sombra desloca-se dos *offsets* médios para os longos obedecendo ao crescimento do Lambda estrutural. O deslocamento da zona de sombra ocorre, pois o ângulo de inclinação do flanco do sal diminui com o crescimento do lambda da estrutura, logo o *offset* que percebe esse fenômeno aumenta. Nos modelos com lambda maior do que 6650m a zona de sombra não é percebida, pois ela existe em um *offset* fora dos limites estudados.

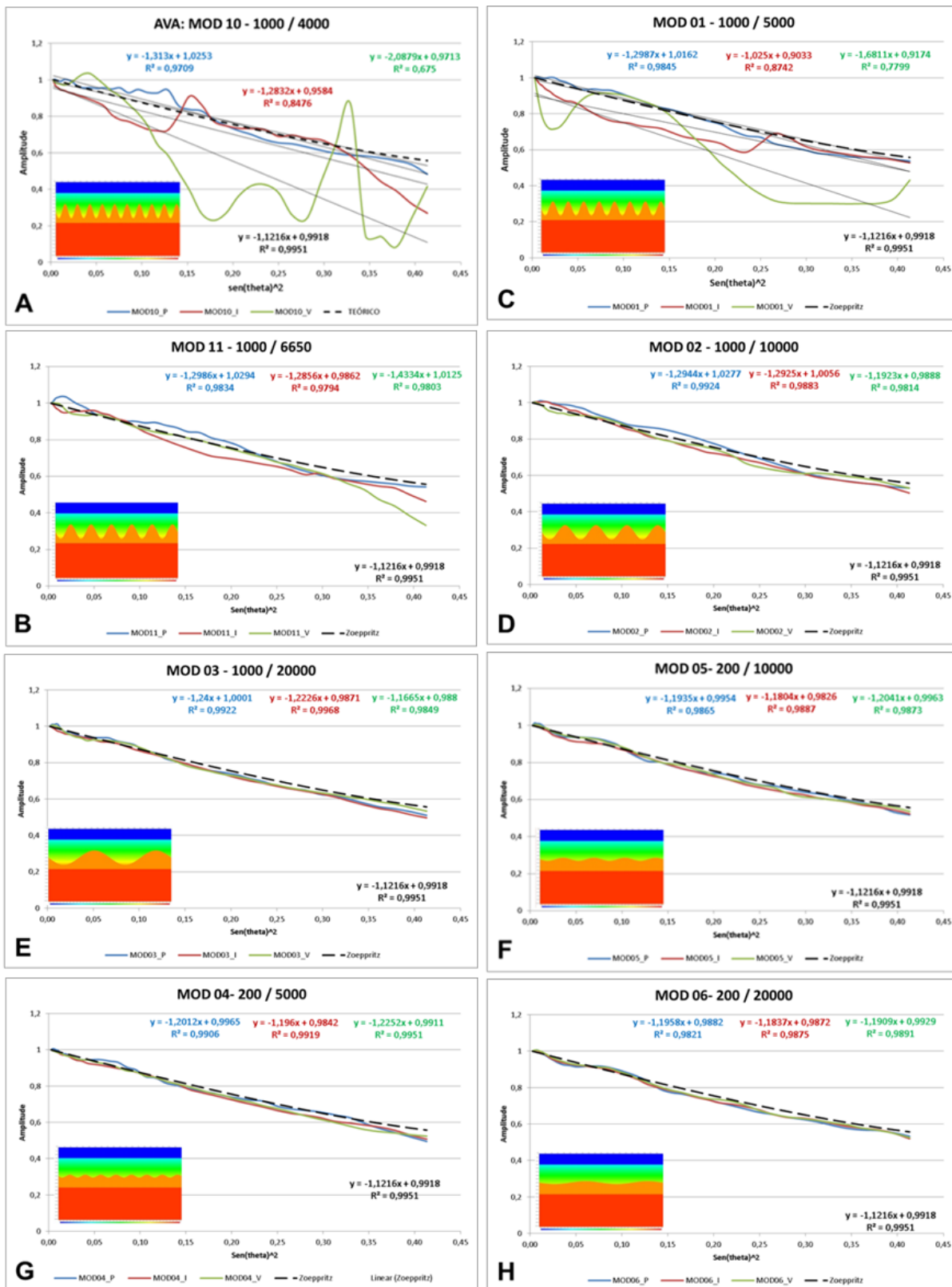


Figura 4.6: Gráficos de amplitude por Seno ao quadrado do ângulo. A linha preta tracejada representa o modelo teórico. Linhas Azul, Vermelha e Verde representam o Pico, inflexão e Vale respectivamente. No eixo vertical tem-se o valor da amplitude no horizontal o valor do seno ao quadrado do ângulo.

4.3 Variação do R^2 e Gradiente

No item anterior foi averiguado que o comportamento da curva de AVA é mais influenciado nos modelos com menor Lambda estrutural e maior amplitude estrutural, do topo do sal, nos pontos Inflexão e Vale. Essa influência é sinalizada nos parâmetros R^2 e no Gradiente (B) da curva.

A Tabela 4.1 apresenta, para os pontos Pico, Inflexão e Vale, o valor de R^2 e Gradiente (B) absolutos e suas respectivas variações relativas a curva teórica (ver item 3.3.4). Nas Figura 4.7 A e C pode-se perceber que tanto o R^2 como o Gradiente distanciam-se dos valores teóricos nos modelos com lambda pequeno e amplitude grande (modelos 1000/4000, 1000/5000 e 1000/6650).

De maneira geral o ponto de Pico em todos os modelos e nos modelos com amplitude estrutural de 200m apresentaram um comportamento AVA próximo do teórico. O gradiente no ponto de pico para amplitudes de 1000m possui uma variação de 10% a 17%, porém o R^2 é suficientemente alto indicando que é um dado confiável. Mesmo que o gradiente possua uma interferência dada pela geometria do topo do sal, as amplitudes ainda se comportam como o esperado pela teoria, ou seja, a resposta do AVA, por mais que influenciada, representa as propriedades da rocha na interface observada.

Nos pontos de Inflexão e Vale, com amplitudes estruturais de 1000m, o limite de 6650m de lambda é um ponto crítico dentro da faixa de ângulos estudada. Isso acontece porque este valor (6650m) é o ponto, abaixo do qual, começam a aparecer os fenômenos de ondas refratadas e/ou cruzamento de raios sísmicos nessas regiões. Esses fenômenos influenciam o sinal sísmico, distorcendo o comportamento das amplitudes sísmicas, fato notado com a variação do R^2 e Gradiente (Tabela 4.1.C e D, pontos inflexão e vale). Os pontos Vale e Inflexão são os menos confiáveis para uma análise, sendo o ponto Vale o pior resultado, chegando a ter deltas de R^2 da ordem de 0,6.

O ponto crítico de confiabilidade do dado é melhor visualizado nos gráficos da Figura 4.7. A e C. Acima desse valor de lambda tanto o R^2 como o gradiente tornam-se estáveis, não apresentam mais quaisquer variações significativas. Ainda na Figura 4.7 foi averiguado que para amplitudes estruturais de 200 metros, todos os modelos apresentaram boa confiabilidade e gradiente próximo ao teórico (Figura 4.7 B e D). Isto tem influência do pulso sísmico com frequência de corte de 27Hz usado na

modelagem. Com essa frequência o comprimento de onda na região do topo do sal assume valores muito superiores à amplitude estrutural do topo do sal (200m) e, portanto, o sinal sísmico não é influenciado a ponto de causar alteração significativa no gráfico de AVO (Figura 4.6 F à H).

		(A): R^2					(B): Gradiente						
		Lambda Estrutural					Lambda Estrutural						
PICO: R^2		4000	5000	6650	10000	20000	PICO: GRAD		4000	5000	6650	10000	20000
Amp. Estrutural	1000	0,9709	0,9845	0,9834	0,9924	0,9922	Amp. Estrutural	1000	-1,313	-1,2987	-1,2986	-1,2944	-1,24
	200		0,9906		0,9867	0,9821		200		-1,2012		-1,1935	-1,1958
INFLEX: R^2		Lambda Estrutural					INFLEX: GRAD		Lambda Estrutural				
		4000	5000	6650	10000	20000			4000	5000	6650	10000	20000
Amp. Estrutural	1000	0,85	0,87	0,98	0,99	1,00	Amp. Estrutural	1000	-1,28	-1,03	-1,29	-1,29	-1,22
	200		0,99		0,99	0,99		200		-1,20		-1,18	-1,18
VALE: $\Delta(R^2)$		Lambda Estrutural					VALE GRAD		Lambda Estrutural				
		4000	5000	6650	10000	20000			4000	5000	6650	10000	20000
Amp. Estrutural	1000	0,68	0,78	0,98	0,98	0,98	Amp. Estrutural	1000	-2,09	-1,68	-1,43	-1,19	-1,17
	200		1,00		0,99	0,99		200		-1,23		-1,20	-1,19
(C): $\Delta(R^2)$		Lambda Estrutural					(D): $\Delta(\text{Grad})$		Lambda Estrutural				
PICO: $\Delta(R^2)$		4000	5000	6650	10000	20000	PICO: $\Delta(\text{GRAD})$		4000	5000	6650	10000	20000
Amp. Estrutural	1000	-2,43%	-1,07%	-1,18%	-0,27%	-0,29%	Amp. Estrutural	1000	17,06%	15,79%	15,78%	15,41%	10,56%
	200		-0,45%		-0,84%	-1,31%		200		7,10%		6,41%	6,62%
INFLEX: $\Delta(R^2)$		Lambda Estrutural					INFLEX: $\Delta(\text{GRAD})$		Lambda Estrutural				
		4000	5000	6650	10000	20000			4000	5000	6650	10000	20000
Amp. Estrutural	1000	-14,82%	-12,15%	-1,58%	-0,68%	0,17%	Amp. Estrutural	1000	14,41%	-8,61%	14,62%	15,24%	9,00%
	200		-0,32%		-0,64%	-0,76%		200		6,63%		5,24%	5,54%
VALE: $\Delta(R^2)$		Lambda Estrutural					VALE: $\Delta(\text{GRAD})$		Lambda Estrutural				
		4000	5000	6650	10000	20000			4000	5000	6650	10000	20000
Amp. Estrutural	1000	-32,17%	-21,63%	-1,49%	-1,38%	-1,03%	Amp. Estrutural	1000	86,15%	49,88%	27,80%	6,30%	4,00%
	200		0,00%		-0,78%	-0,60%		200		9,24%		7,36%	6,18%

Tabela 4.1: Matriz comparativa com o valor absoluto de R^2 e gradiente, bem como as respectivas variações com base nos mesmos valores do modelo teórico. A – R^2 ; B – Gradiente; C - Variação do R^2 ; D - Variação do gradiente.

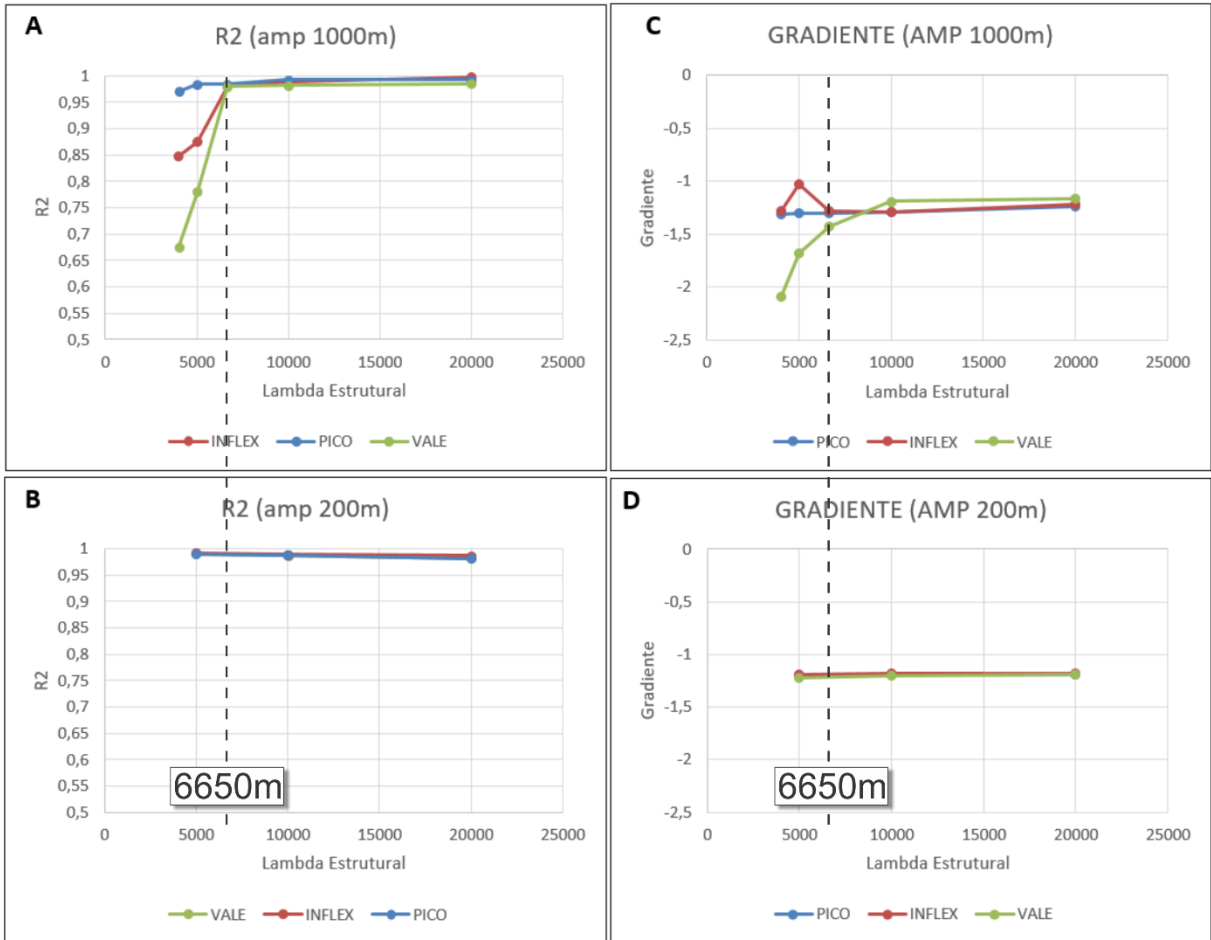


Figura 4.7: Gráficos de confiabilidade e gradiente para todos os modelos. Na linha superior amplitude estrutural de 1000 metros, linha inferior amplitude estrutural de 200 metros. A linha tracejada indica o lambda estrutural de 6650 metros. A e B – gráficos de R^2 para todos os lambdas, C e D – Gráficos do gradiente para todos os lambdas.

4.3.1 O R^2 e o Gradiente no Pico

No ponto de Pico tanto o parâmetro R^2 como o gradiente ficam estáveis para todos os lambdas e amplitudes estruturais. A Figura 4.8 apresenta modelo 1000/4000, modelo com os piores resultados (ver Tabela 4.1 C e D). Nela nota-se que o espalhamento dos raios, no ponto de pico, não apresenta quaisquer problemas, como cruzamentos de raios ou ondas refratadas. Isso é refletido nos gráficos da Figura 4.7 (curva azul), onde o ponto de Pico possui curva AVA, em todos os modelos, próximo à curva teórica.

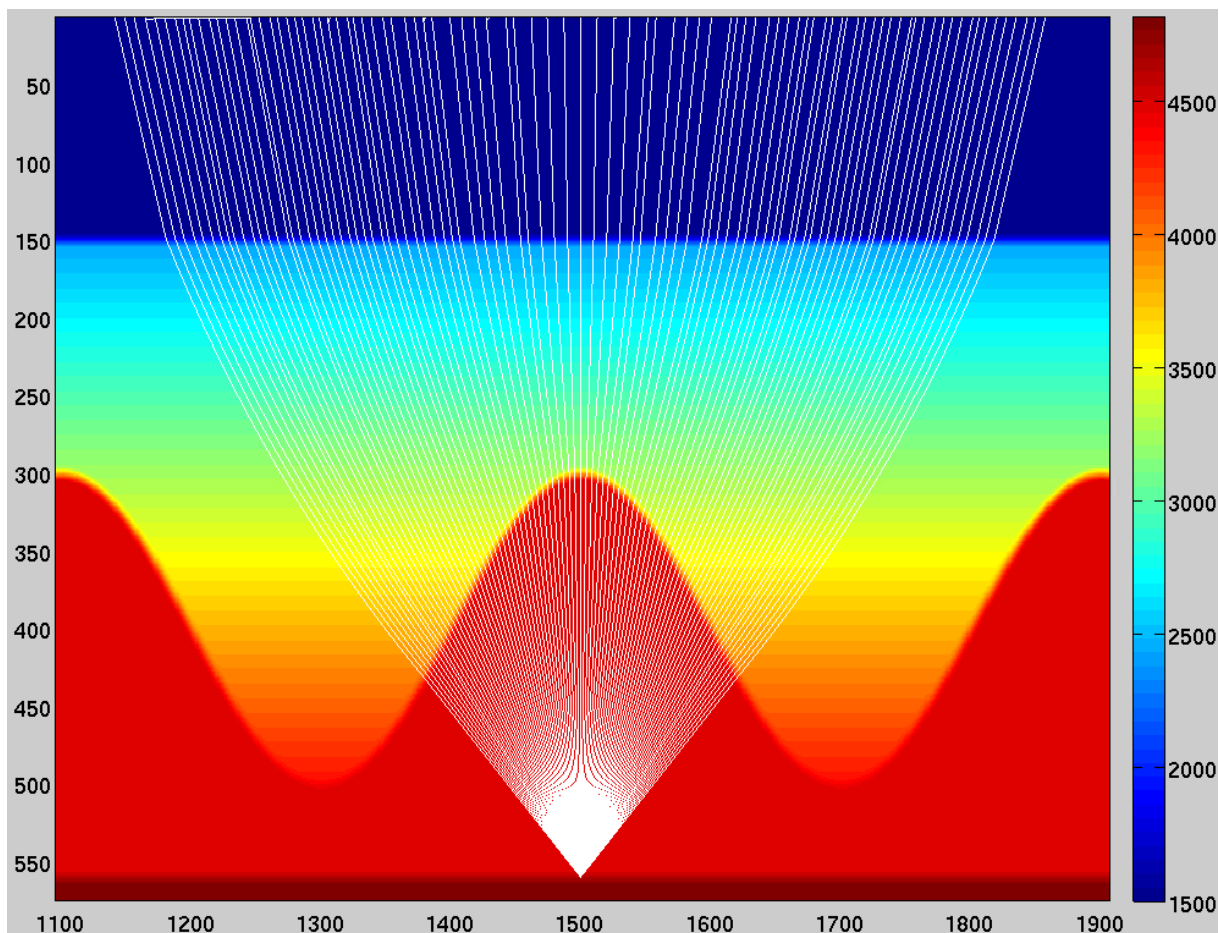


Figura 4.8: Traçado de raios para o ponto pico no modelo 1000/4000 (modelo mais influenciado pela geometria do topo do sal). Nota-se que a distribuição dos raios se apresenta com espalhamento homogêneo, não possui quaisquer cruzamentos ou ondas refratadas na superfície topo do sal. O R^2 e o Gradiente na Inflexão

4.3.2 O R^2 e o Gradiente na Inflexão

O ponto de inflexão da curva senoide, representa geologicamente um flanco de um domo ou parede de sal. No ponto de Inflexão, o R^2 e o gradiente são influenciados por dois fenômenos (Figura 4.9): 1- mudança da escala de amplitude do sinal; 2- forte queda da amplitude nos *offsets* longos. O primeiro se caracteriza pela mudança de patamar nos valores de amplitude, uma descontinuidade que visualmente divide o gráfico em duas tendências; o segundo apresenta-se como uma segunda descontinuidade na curva dando um rumo descendente mais acentuado para as amplitudes. Esses dois fenômenos fazem com que o R^2 e o gradiente se afastem do comportamento teórico nos modelos com λ pequeno (Figura 4.6 A, B e C). Outra observação é que os ângulos que percebem esses dois fenômenos aumentam com o λ . Por esse motivo somente no modelo 1000/4000 são observados os dois fenômenos em conjunto. No modelo 1000/5000 ou no modelo 1000/6650 não foram

percebidas a forte queda da amplitude sísmica, pois ela ocorre fora da faixa de ângulos estudada (Figura 4.6). Estes eventos ocorrem devido à direção de aquisição ser perpendicular às ondulações da geometria do sal. Assim, os raios sísmicos passam por uma zona de mudança brusca de ângulo da normal à superfície (próximo ao pico e ao vale). Essa característica faz com que os raios sísmicos se aproximem em ângulos médios e se afastem nos longos, o que provoca variações na amplitude sísmica. O modelo 1000m/4000m é o único que apresenta os dois fenômenos, pois os mesmos ocorrem em torno de 21° e 33°, ou seja, dentro da faixa de ângulos estudada (Figura 4.9 B).

Como comentado no parágrafo anterior, os fenômenos observados no ponto de inflexão variam com o λ estrutural. Essa variação criou um ponto anômalo no gráfico observado na Figura 4.7C (curva vermelha). Nele visualiza-se um ponto de aumento no λ de 5000m (modelo 1000/5000). Isto ocorre porque a mudança na escala de amplitude não é seguida pela forte queda no afastamento longo, como acontece no modelo 1000/4000. Esta queda faz com que o gradiente se ajuste no modelo 1000/4000m, já que ela está dentro da faixa de *offset* no gráfico. Este fato não acontece com o modelo 1000/5000m pois, a queda da amplitude sísmica ocorre acima de 40°, portanto, fora da faixa de ângulos estudada.

Os parâmetros R^2 e Gradiente podem ser usados em conjunto para diagnosticar problemas na qualidade do sinal sísmico. Por exemplo, no modelo 1000/5000, percebe-se que a variação do gradiente é relativamente baixa no ponto de inflexão, porém a variação de R^2 para o mesmo ponto é significativa (Tabela 4.1.C e D, pontos inflexão). Apesar do gradiente da reta de ajuste do modelo 1000/5000 ser, relativamente próxima ao teórico, as amplitudes que levaram a esse ajuste, por regressão linear, não são confiáveis. Este fato é observado pelo alto valor do delta de R^2 para a curva AVA no ponto de inflexão do modelo. Trata-se de uma consequência da interferência do topo do sal no sinal sísmico. Essa característica acontece devido aos efeitos do ponto de inflexão no sinal sísmico (discutido previamente).

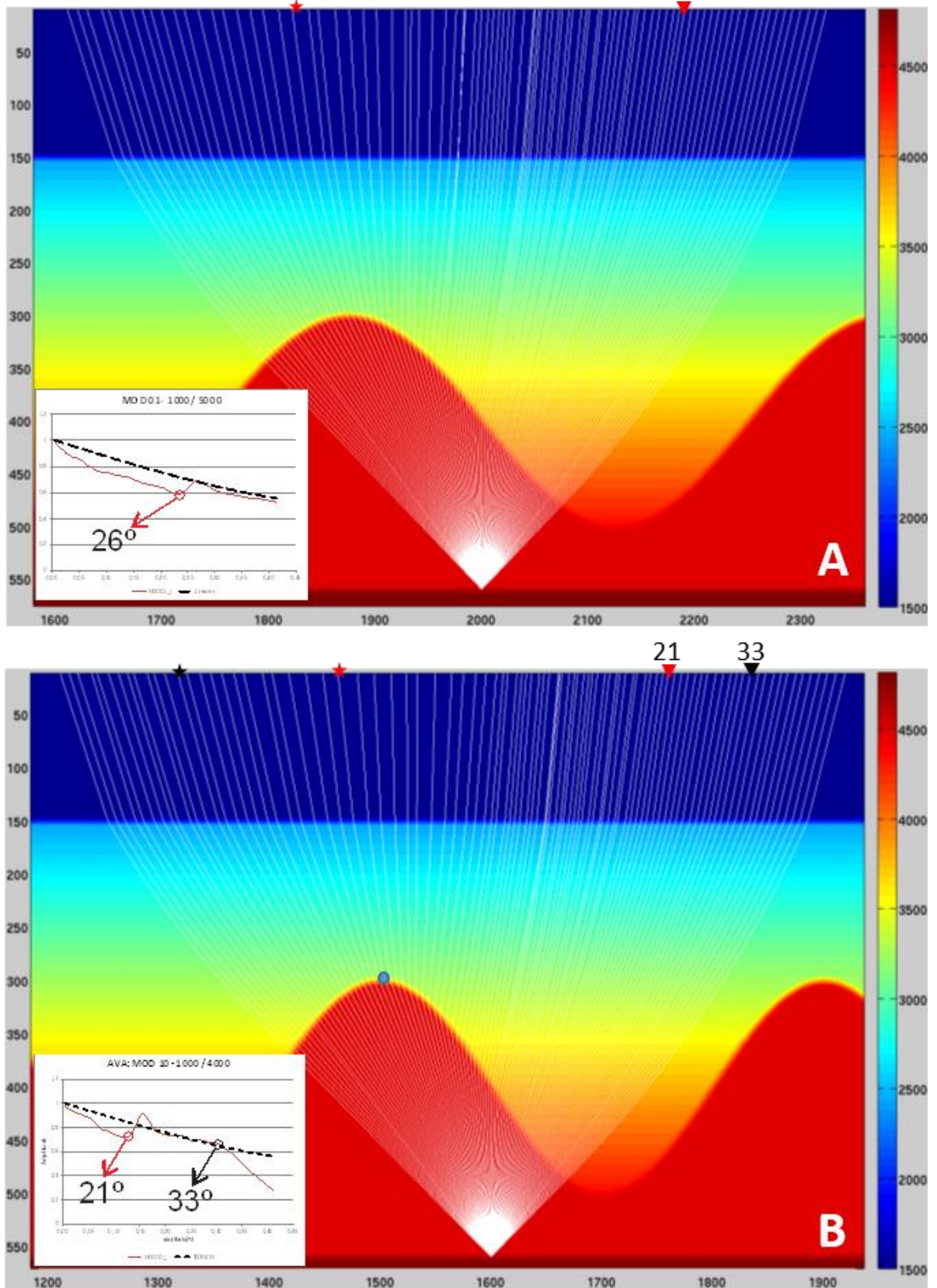


Figura 4.9: traçado de raios para o ponto de inflexão: (A) - modelo 1000m/5000m e (B) – modelo 1000m/4000m. Os gráficos em A e B são a curva AVA, onde a linha tracejada representa o modelo teórico, a linha vermelha é a curva para o ponto de inflexão. Em (B) tem-se a curva de AVA no ponto de inflexão. Observa-se mudança de escala na amplitude em 21° e forte queda em 33°. O ponto azul no topo do sal representa onde o raio incidente de 21° toca a superfície do topo do sal.

4.3.3 O R^2 e o Gradiente no Vale

O ponto de vale é a região que, geologicamente, representa uma mini bacia de sal. Nesse ponto, para lambdas menores que 6650m, ocorre uma redução significativa do R^2 e o gradiente calculado afasta-se do teórico. Essas características representam uma queda na qualidade do sinal sísmico que se deve a dois fenômenos: 1 - cruzamento de raios (cáusticas) e 2- ondas refratadas no flanco do sal. Na Figura 4.10 pode-se notar o quanto o lambda estrutural influencia a curvatura da superfície topo do sal, provocando esses fenômenos. No modelo 1000/5000 a inclinação do flanco de sal rapidamente atinge o ângulo crítico causando zonas de sombra, fenômeno estudado em Muerdter et al (2001). Pouco antes da zona de sombra nota-se a região de cruzamento de raios (Figura 4.10A). Ainda na Figura 4.10, observa-se nos gráficos que a curva AVA, que corresponde ao ponto Vale, é muito diferente para os dois modelos apresentados na figura (modelos 1000/5000 e 1000/6650). Essa diferença representa visualmente a influência que a geometria do topo do sal pode causar no sinal sísmico.

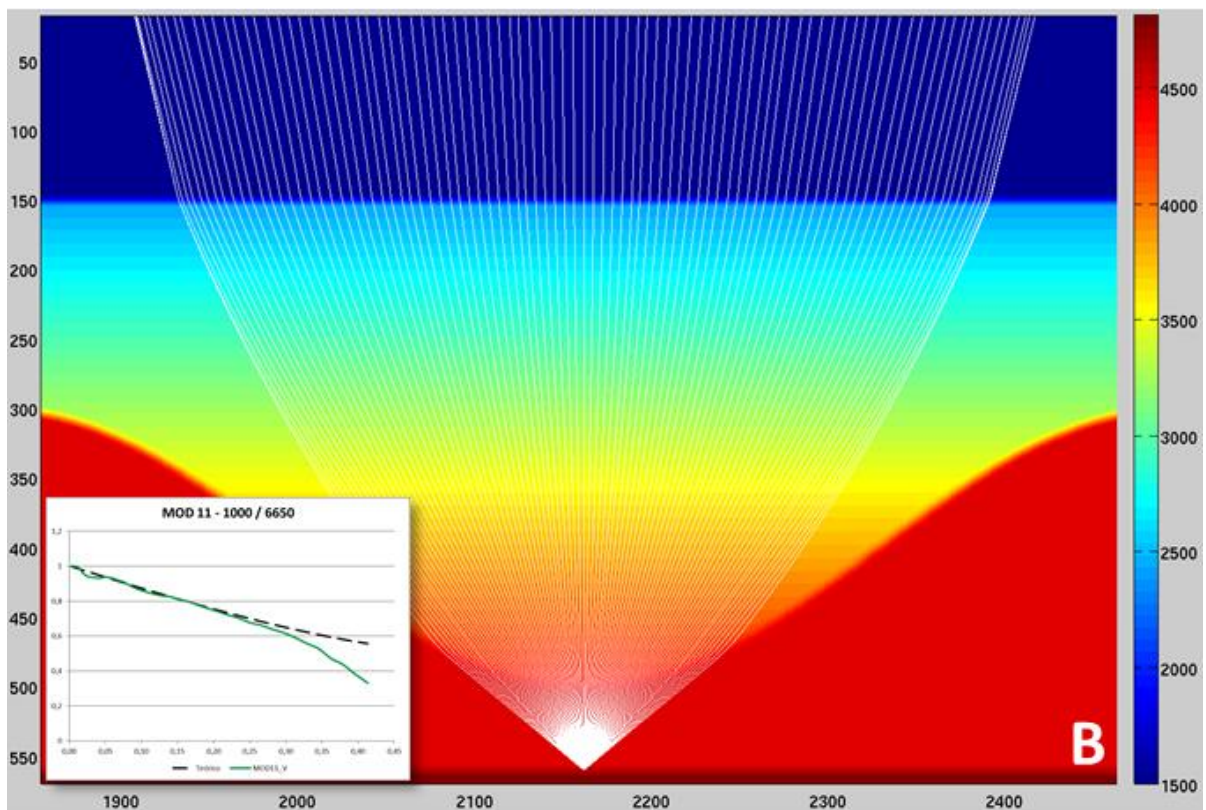
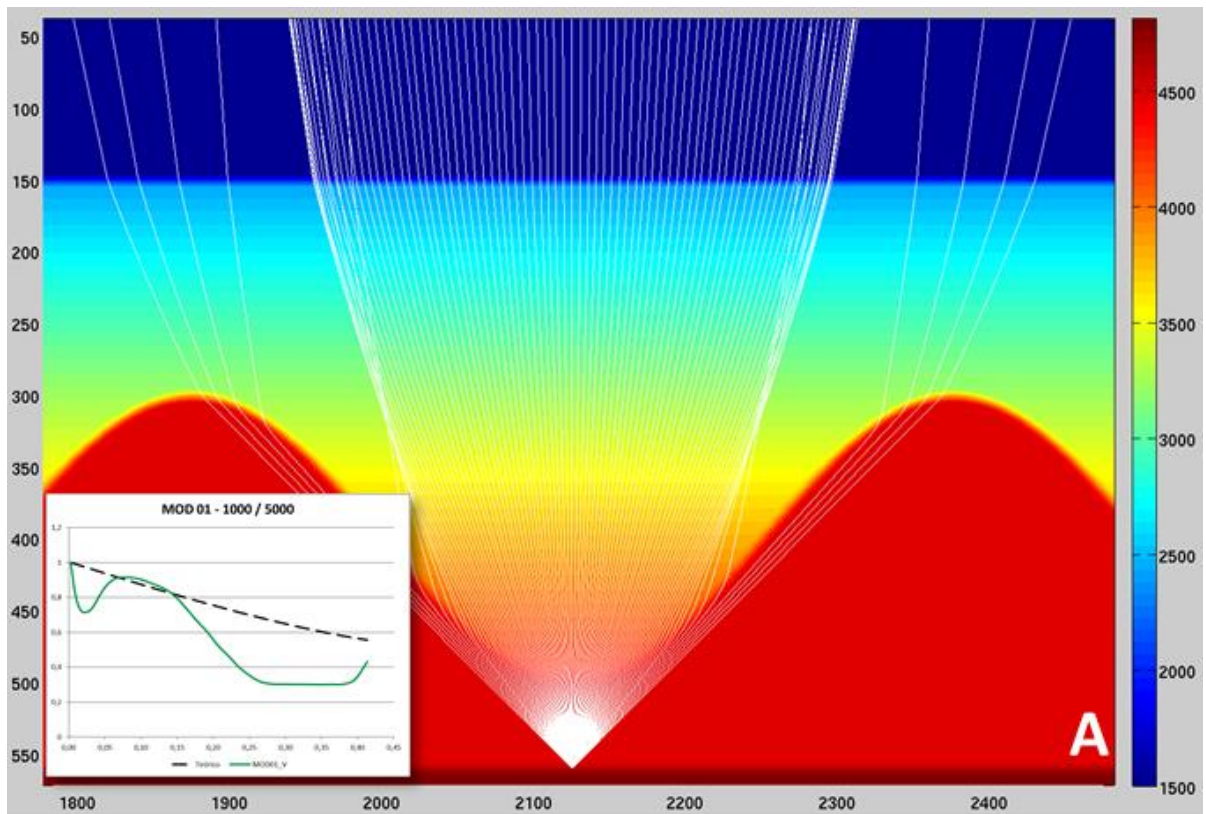


Figura 4.10: A - Traçado de raios para o ponto de Vale no modelo 1000m/4000m onde foram observados zona de sombra e cruzamento de raios; B - Traçado de raios para o ponto Vale no modelo 1000m/6650m, lambda a partir do qual não se observa mais zona de sombra ou cruzamento de raios dentro da faixa estudada (cruzamentos que ocorrem em ângulos muito grandes: 44° e 45°). Nos gráficos a linha verde representa a curva AVA e linha tracejada a curva teórica

5 CONCLUSÕES

O comportamento das amplitudes sísmicas foi estudado através de vários modelos sintéticos simplificados, porém representativos de seções sísmicas da Bacia de Santos. A análise dos parâmetros R^2 e gradiente mostrou-se útil para avaliar o comportamento das amplitudes no intervalo abaixo de um complicador geofísico (domos e mini bacias de sal). Também contribui para o interprete na avaliação de regiões onde as amplitudes, no dado sísmico, podem ser confiáveis ou não. Isso colabora, por exemplo, na confiabilidade de atributos extraídos do sinal sísmico.

Todos os modelos em que a interface topo do sal possui amplitude estrutural pequena (200m) apresentaram boa confiabilidade no sinal sísmico. Esses modelos possuem pequenas variações de R^2 (máximo de 1,40%) e uma variação máxima de 9% no gradiente (B).

A faixa de boa qualidade do dado para análises de amplitude apresenta até 2,5% de variação relativa do R^2 e entre 4% e 28% de variação do atributo gradiente. Deve-se notar que apesar do gradiente ter uma grande variação, os dados ainda assim podem ser confiáveis para um R^2 muito próximo do teórico. Mesmo que o gradiente se afaste do teórico, as amplitudes sísmicas qualitativamente ainda se comportam como o esperado e modelado pela reta teórica dada por Aki & Richards (1980) e Shuey (1985).

Para os modelos com amplitudes de 1000m o limite de 6650 metros de lambda do topo do sal mostrou-se viável como um fator de corte na análise das amplitudes dentro das condições do estudo. Com lambdas acima desse valor todos os modelos, mesmo com delta de gradiente variando entre 4% e 28%, podem ser considerados confiáveis, pois o R^2 foi suficientemente alto. Portanto, as avaliações dos modelos estudados mostraram que se os dados sísmicos forem migrados com a velocidade correta, ainda que a interface alvo esteja abaixo de um complicador geofísico, é possível obter do sinal sísmico (AVA) respostas que representem as propriedades geológicas do meio.

As análises do comportamento do AVA em um alvo abaixo de um complicador geofísico, por exemplo no intervalo pré-sal, devem levar em consideração a geometria do topo do sal. A forma senóide, adotada neste trabalho, reproduz domos, flancos e mini bacias de sal, podendo ser um artifício útil para avaliar outras situações geológicas com geometrias similares apresentando contraste forte de impedância.

A geometria do topo do sal, nos modelos estudados, exerce influência no dado e causa alterações tanto no gradiente como na confiabilidade (R^2) das amplitudes sísmicas. A curva de AVA sofre alterações mais significativas nos modelos com grandes amplitudes e pequenos lambdas estruturais. Os modelos com amplitudes estruturais pequenas e grandes lambdas estruturais não apresentaram alterações significativas nas amplitudes, sendo próximas a resposta teórica.

O estudo realizado nesta dissertação aponta que o AVA, sob condições favoráveis, apresenta respostas próximas às verdadeiras, obtidas a partir do modelo de propriedades pelas equações de Zoeppritz.

5.1 Sugestões para Trabalhos Futuros

Apesar dos bons resultados apresentados pelo uso da modelagem sísmica na avaliação do AVA, ainda existem vários pontos que merecem pesquisa e desenvolvimentos adicionais. Algumas questões podem ser usadas como próximos trabalhos:

- 1 - Avaliação do AVA usando modelagem elástica 3D.
- 2 - Estudar a influência da geometria do topo do sal nas amplitudes considerando e comparando dois ou mais algoritmos de migração ex.: RTM e Kirchhof
- 3 - Achar uma relação entre a parametrização da aquisição, mais especificamente o comprimento do lanço, e a geometria do sal com a correspondente influência nas amplitudes na base do sal. Essa relação deve considerar a proporcionalidade entre o comprimento do lanço da aquisição e lambdas e amplitudes estruturais do topo do sal.
- 4 - Encontrar um fator de correção para as amplitudes sísmicas influenciadas pela geometria do topo do sal que leve em consideração os parâmetros lambda estrutural e amplitude estrutural do topo do sal. Trabalhos com o fim de corrigir efeitos de iluminação já vem sendo desenvolvidos nas pesquisas com novos métodos de migração como *Least Square Migration*.
- 5 - Avaliação do AVA no intervalo pré-sal, considerando um modelo de propriedades do sal (VP, VS e Densidade) que contemple estratificações internas do sal. A construção do modelo de velocidade do sal considerando suas estratificações

e complexidades internas afetam diretamente as amplitude e imagem do pré-sal. Isto é demonstrado em Falcão (2017), leitura recomendada para o tema.

6 - Sugere-se também considerar diferentes tipos de aquisição e cobertura azimutal. Por exemplo a aquisição com cabo de profundidade variável, este tema pode ser lido em Rebert (2012).

7 - Outro trabalho que pode ser desenvolvido é como o modelo de velocidade do pós-sal influencia no AVA do pré-sal. Quaisquer variações no modelo de velocidade do pós-sal e no sal afetam diretamente a imagem e as amplitudes no pré-sal. Araujo e Gouveia (2015) demonstram como melhorias do modelo de velocidade do pós-sal podem afetar a imagem do intervalo pré-sal.

6 BIBLIOGRAFIA:

- Aki, K., & Richards, P. G. (1980). *Quantitative Seismology (2 volumes)*. Freeman and Co. New York.
- Araujo, S., & Gouveia, W. P. (2015). Improved Pre-Salt Imaging from Post-Salt High-Resolution Velocity Updates. *14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 3-6 August 2015*, 1083–1085.
- Askim, O. J., Albertin, U., Matson, K., & Gherasim, M. (2010). Wave-equation-based illumination determination for amplitude versus angle risk assessment. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2010* (p. 3263–3267). Society of Exploration Geophysicists.
- Azolin, B. R., Cattani, A., & Ungaretti, C. E. da F. (2012). Eliminação de distorções em fotografias de superfícies tomadas com lente grande angular. *Revista educação gráfica. Vol. 16, n. 3 (2012)*, p. 89-95.
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., VIDOTTI, R. M., & GONÇALVES, J. H. (2003). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. CPRM.
- Bording, R. P., & Lines, L. R. (1997). *Seismic modeling and imaging with the complete wave equation*. Society of Exploration Geophysicists.
- Bortfeld, R. (1961). Approximations to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transverse waves. *Geophysical Prospecting*, 9(4), 485–502.
- Bulcão, A. (2004). Modelagem e migração reversa no tempo empregando operadores elásticos e acústicos. Tese de Doutorado, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Caldas, M. F. (2007). *Reconstituição Cinemática e Tectono-Sedimentação associada a Domos Salinos nas Águas Profundas da Bacia de Santos*. Dissertação de Mestrado, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).
- Carcione, J. M., Herman, G. C., & Ten Kroode, A. P. E. (2002). Seismic modeling. *Geophysics*, 67(4), 1304–1325.
- Carlotto, M. A., da Silva, R. C. B., Yamato, A. A., Trindade, W. L., Moreira, J. L. P., Fernandes, R. A. R., ... others. (2017). *Libra: A newborn giant in the Brazilian presalt province*.
- Castagna, J. P., & Backus, M. M. (1993). *Offset-dependent reflectivity - Theory and practice of AVO analysis*. Society of Exploration Geophysicists.

- Castagna, J. P., Batzle, M. L., & Eastwood, R. L. (1985). Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. *Geophysics*, 50(4), 571–581.
- Cerjan, C., Kosloff, D., Kosloff, R., & Reshef, M. (1985). A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations. *Geophysics*, 50(4), 705–708.
- Cerveny, V. (2005). *Seismic ray theory*. Cambridge university press.
- Chang, H. K., Kowsmann, R. O., & Figueiredo, A. M. F. (1990). Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. *GP RAJA GABAGLIA & EJ MILANI (Coords.), Origem e evolução de bacias sedimentares, Petrobrás*, 269–289.
- Chang, H. K., Assine, M. L., Corrêa, F. S., Tinen, J. S., Vidal, A. C., & Koike, L. (2008). Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2 suppl), 29–46.
- Chopra, S., & Castagna, J. P. (2014). *Avo*. Society of Exploration Geophysicists.
- Ciaccio, T., & Ciurlo, B. (2018). A case study of amplitude versus offset analysis between Kirchhoff PSTM and Kirchhoff PSDM data. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2018* (p. 356–360). Society of Exploration Geophysicists.
- Cobbold, P. R., & Szatmari, P. (1991). Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, 188(3–4), 249–289.
- Duarte, O. de O. (1997). Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia. *Sociedade Brasileira de Geofísica. Congresso Internacional (5o: 28 set.- 2 out. 1997: Sao Paulo, BR)*, (03) 55= 20= 690 DUA).
- Eberli, G. P., Baechle, G. T., Anselmetti, F. S., & Incze, M. L. (2003). Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks. *The Leading Edge*, 22(7), 654–660.
- Falcão, L. (2018). *O sal estratificado e sua importância na modelagem de velocidades para fins de migração sísmica*. Dissertação de Mestrado, GISIS, DOT, Universidade Federal Fluminense.
- Farmer, H., Gouveia, W., Isom, E., Roden, T., & Strawn, B. (2011). Anisotropic PSDM at Campos Basin, Brazil offshore. Imaging complex post-and pre-salt carbonates. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2011* (p. 3263–3268). Society of Exploration Geophysicists.
- Gardner, G. H. F., Gardner, L. W., & Gregory, A. R. (1974). Formation velocity and density - The diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39(6), 770–780.

- Gary, M., McAfee, R., & Wolf, C. L. (1974). *Glossary of geology*. American Geological Institute.
- Gherasim, M., Albertin, U., Nolte, B., Askim, O. J., Trout, M., & Hartman, K. (2010). Wave-equation angle-based illumination weighting for optimized subsalt imaging. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2010* (p. 3293–3297). Society of Exploration Geophysicists.
- Hilterman, F. J. (1970). Three-dimensional seismic modeling. *Geophysics*, 35(6), 1020–1037.
- Jackson, M. P. A., & Talbot, C. J. (1986). External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geological Society of America Bulletin*, 97(3), 305–323.
- Jardim*, F., Maul, A., Falcão, L., & González, G. (2015). Estimating amplitude uncertainties through illumination studies for a pre-salt reservoir. *14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 3-6 August 2015*, 817–821.
- Jenyon, M. K. (1986). *Salt tectonics*. Springer.
- Kelly, K. R., Ward, R. W., Treitel, S., & Alford, R. M. (1976). Synthetic seismograms: A finite-difference approach. *Geophysics*, 41(1), 2–27.
- Levander, A. R. (1988). Fourth-order finite-difference P-SV seismograms. *Geophysics*, 53(11), 1425–1436.
- Li, Y., & Downton, J. (2000). The applications of amplitude versus offset in carbonate reservoir: Re-examining the potential. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2000* (p. 166–169). Society of Exploration Geophysicists.
- Li, Y., Downton, J., & Goodway, B. (2003). Recent applications of AVO to carbonate reservoirs in the Western Canadian Sedimentary Basin. *The Leading Edge*, 22(7), 670–674.
- Macedo, J. M. (1989). Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Bol. Geoc. Petrobras*, 3, 159–173.
- Mavko, G., Mukerji, T., & Dvorkin, J. (2009). *The rock physics handbook: Tools for seismic analysis of porous media*. Cambridge university press.
- Mora, C., & Biondi, B. (2000). *Estimation of AVO attributes sensitivity to velocity uncertainty using forward modeling: a progress report*.
- Moreira, J. L. P., Madeira, C. V., Gil, J. A., & Machado, M. A. P. (2007). bacia de Santos. *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, 15(2), 531–549.
- Muerdter, D. A., Lindsay, A. O., Ratcliff, D. W., & others. (1997). Quantifying seismic amplitude distortions below salt. *Offshore Technology Conference*.

- Muerdter, D., Kelly, M., & Ratcliff, D. (2001). Understanding subsalt illumination through ray-trace modeling, Part 2: Dipping salt bodies, salt peaks, and nonreciprocity of subsalt amplitude response. *The Leading Edge*, 20(7), 688–697.
- Nocedal, J., e Wright, S. (2006). Numerical optimization. Springer Science & Business Media.
- Ostrander, W. (1984). Plane-wave reflection coefficients for gas sands at nonnormal angles of incidence. *Geophysics*, 49(10), 1637–1648.
- Rebert, T., Sablon, R., Vidal, N., Charrier, P., & Soubaras, R. (2012). Improving pre-salt imaging with variable-depth streamer data. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2012* (p. 1–5). Society of Exploration Geophysicists.
- Rosa, A. L. R. (1976). *Extraction of elastic parameters using seismic reflection amplitude with offset variation*. University of Houston.
- Rosa, A. L. R. (2010). Análise do sinal sísmico. *SBGf, Rio de Janeiro*.
- Santos, L. A. (2012). *Inversão tomográfica sequencial para o campo de velocidades sísmicas baseada em difrações e critérios geológicos*. COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Schneider, W. A. (1978). Integral formulation for migration in two and three dimensions. *Geophysics*, 43(1), 49–76.
- Scotese, C. (2002). PALEOMAP. Recuperado 19 de setembro de 2018, de PALEOMAP website: <http://www.scotese.com>
- Sheriff, R. E. (2002). *Encyclopedic dictionary of applied geophysics*. Society of exploration geophysicists.
- Sheriff, R. E., & Geldart, L. P. (1995). *Exploration seismology*. Cambridge university press.
- Sherwood, J., Hilterman, F., Neale, R., & Chen, K. C. (1983). Synthetic seismograms with offset for a layered elastic medium. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1983* (p. 444–447). Society of Exploration Geophysicists.
- Shuey, R. T. (1985). A simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics*, 50(4), 609–614.
- Silva, A. P. dos S. (2209). *Estudo da variação de amplitudes com o ângulo (AVA) através do emprego de diferentes formas de extrapolação nas imagens oriundas da migração reversa no tempo*. Dissertação de Mestrado, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Skopintseva, L., & Stovas, A. (2010). Overburden dependent AVA inversion. *Geophysics*, 75(2), C15–C23.

- Slotnick, M. M. (1959). *Lessons in seismic computing*: SEG. *Tulsa, Oklahoma*.
- Virieux, J. (1984). SH-wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, 49(11), 1933–1942.
- Virieux, J. (1986). P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, 51(4), 889–901.
- Warren, J. K. (1989). *Evaporite sedimentology*.
- Xie, X.-B., Jin, S., & Wu, R.-S. (2006). Wave-equation-based seismic illumination analysis. *Geophysics*, 71(5), S169–S177.
- Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*. Society of exploration geophysicists.
- Zalán, P. V., & Oliveira, J. A. B. (2005). Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, 13(2), 269–300.
- Zoeppritz, K. (1919). Über Reflexion und Durchgang seismischer Wellen durch Unstetigkeitsflächen, über Erdbebenwellen VIIb. *Nachrichten von der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse*, 66–84.

7 ANEXOS

Neste capítulo serão descritos os códigos desenvolvidos para elaborar os modelos de propriedades, dados de entrada para a simulação numérica, migração e análise posterior dos dados. O programa Microsoft Excel 2010 também foi usado como visualizador de tabelas e gráficos gerados pelos códigos descritos aqui.

Os códigos estão escritos na íntegra, logo o leitor pode copiar e colar no matlab e fazer ou não modificações necessárias para qualquer trabalho que esteja desenvolvendo.

7.1 ANEXO 1: Código para criação de modelos

Código em MatLab para de construção de modelos de propriedades. Ele permite criar uma matriz de Nx por Nz pontos com valores de propriedades. O código foi projetado para criação de modelos de VP, VS e Densidade

```
clear all
clc

Nx = 4000; %tamanho na direcao X (direcao 2) em amostras (células da matriz)
Nz = 1040; % tamanho na direcao Z (direcao 1) em amostras (células da matriz)
ModVP = zeros(Nz, Nx); % modelo de velocidades iniciado, cria matriz de zeros

%criando horizontes para o modelo, serão vetores lineares de cotas
hzt_4_topo_modelo = zeros (1,Nx)+1; %topo do modelo lamina d agua
VP_agua = 1500; VS_agua = 0; RHO_agua = 1; % propriedades
hzt_3_fundo_mar = zeros (1,Nx)+150; % fundo do mar

%%%%%%%%%% Pós sal: VS por Castagnha e Rho por Gardner %%%%%%%%%%
VP_pos_sal = 2931;
VS_pos_sal = 0.862*VP_pos_sal-1172 ;
RHO_pos_sal = 0.3095*(VP_pos_sal)^0.25 ;

%%%%%%%%%% Criando horizonte com cota senoidal (topo sal) %%%%%%%%%%%
lambda = 576; %Nx/2
Cota = 400;
Amp = 0;
passo = 1:1:Nx; %criando vetor como comprimento na direcao x
hzt_2_base_pos_sal = round(Cota + Amp * sin(2*pi * passo/lambda));
```

```
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
```

```
VP_sal = 4500; VS_sal = 2590; RHO_sal = 2.16; % Fonte: The Rock Physics Handbook. Gary Mavko  
(tabela A.4.1)
```

```
hzt_1_base_sal = zeros (1,Nx)+560; %base do sal
```

```
VP_pre_sal = 4812.61; VS_pre_sal = 2750.29; RHO_pre_sal = 2.51; %poco
```

```
hzt_0_base_modelo = zeros (1,Nx)+Nz; %base do modelo, base do pre-sal
```

```
%Criando função para preencher matriz inteira com a Velocidade a partir de  
%uma cota base (horizonte) de entrada até a cota 1 (deveria ser cota 0, mas  
%o matlab não entende um vetor com índice 0)
```

```
%CRIANDO MODELO DE VP
```

```
for (ix=1:1:Nx)
```

```
    for (iz=hzt_0_base_modelo(ix):-1:1)
```

```
        ModVP(iz,ix)= VP_pre_sal;
```

```
    end
```

```
end
```

```
for (ix=1:1:Nx)
```

```
    for (iz=hzt_1_base_sal(ix):-1:1)
```

```
        ModVP(iz,ix)= VP_sal;
```

```
    end
```

```
end
```

```
for (ix=1:1:Nx)
```

```
    for (iz=hzt_2_base_pos_sal(ix):-1:1)
```

```
        %ModVP(iz,ix)= VP_pos_sal;
```

```
        ModVP(iz,ix)= 1590 + 5.5*iz; %Função de variação da velocidade com a profundidade
```

```
    end
```

```
end
```

```
for (ix=1:1:Nx)
```

```
    for (iz=hzt_3_fundo_mar(ix):-1:1)
```

```
        ModVP(iz,ix)= VP_agua;
```

```
    end
```

```
end
```

```
%CRIANDO MODELO DE VS
```

```
for (ix=1:1:Nx)
```

```

    for (iz=hzt_0_base_modelo(ix):-1:1)
        ModVS(iz,ix)= VS_pre_sal;
    end
end

for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_1_base_sal(ix):-1:1)
        ModVS(iz,ix)= VS_sal;

    end
end

for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_2_base_pos_sal(ix):-1:1)
        %ModVS(iz,ix)= VS_pos_sal;
        ModVS(iz,ix)= ModVP(iz,ix) * 0.862 - 1172;

    end
end

for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_3_fundo_mar(ix):-1:1)
        ModVS(iz,ix)= VS_agua;
    end
end

%CRIANDO MODELO DE DENSIDADE
for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_0_base_modelo(ix):-1:1)
        ModRHO(iz,ix)= RHO_pre_sal;
    end
end

for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_1_base_sal(ix):-1:1)
        ModRHO(iz,ix)= RHO_sal;
    end
end

for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_2_base_pos_sal(ix):-1:1)
        %ModRHO(iz,ix)= RHO_pos_sal;
        ModRHO(iz,ix) = 0.3095*(ModVP(iz,ix))^0.25;
    end
end

```



```

    end
end
for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_3_fundo_mar(ix):-1:1)
        ModRHO(iz,ix)= RHO_agua;
    end
end

%CRIANDO MODELO DE VP_FLOOD
for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_0_base_modelo(ix):-1:1)
        ModVP_Flood(iz,ix)= VP_sal;
    end
end
for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_1_base_sal(ix):-1:1)
        ModVP_Flood(iz,ix)= VP_sal;
    end
end
for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_2_base_pos_sal(ix):-1:1)
        %ModVP_Flood(iz,ix)= VP_pos_sal;
        ModVP_Flood(iz,ix)= 1590 + 5.5*iz; %Variação da vel com a prof
    end
end

for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_3_fundo_mar(ix):-1:1)
        ModVP_Flood(iz,ix)= VP_agua;
    end
end

%CRIANDO MODELO DE VS FLOOD
for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_0_base_modelo(ix):-1:1)
        ModVS_Flood(iz,ix)= VS_sal;
    end
end
for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_1_base_sal(ix):-1:1)

```

```

        ModVS_Flood(iz,ix)= VS_sal;

    end
end

for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_2_base_pos_sal(ix):-1:1)
        %ModVS(iz,ix)= VS_pos_sal;
        ModVS_Flood(iz,ix)= ModVP(iz,ix) * 0.862 - 1172;

    end
end
for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_3_fundo_mar(ix):-1:1)
        ModVS_Flood(iz,ix)= VS_agua;
    end
end

%CRIANDO MODELO DE DENSIDADE FLOOD
for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_0_base_modelo(ix):-1:1)
        ModRHO_Flood(iz,ix)= RHO_sal;
    end
end
for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_1_base_sal(ix):-1:1)
        ModRHO_Flood(iz,ix)= RHO_sal;
    end
end
for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_2_base_pos_sal(ix):-1:1)
        %ModRHO(iz,ix)= RHO_pos_sal;
        ModRHO_Flood(iz,ix) = 0.3095*(ModVP(iz,ix))^0.25;

    end
end
for (ix=1:1:Nx)
    for (iz=hzt_3_fundo_mar(ix):-1:1)
        ModRHO_Flood(iz,ix)= RHO_agua;
    end
end

```

```

end
%%%%% PLOT DAS FIGURAS %%%%%%%%%
figure(11)
imagesc(ModVP)
colorbar

figure(2)
imagesc(ModVS)
colorbar

figure(3)
imagesc(ModRHO)
colorbar

%%%%%%%% Modelos Flood %%%%%%%%%
figure(4)
imagesc(ModVP_Flood)
colorbar

figure(5)
imagesc(ModVS_Flood)
colorbar

figure(6)
imagesc(ModRHO_Flood)
colorbar

%%%%%%%%% SALVANDO MODELOS %%%%%%%%%%%

SalvaModeloVP = fopen('Caminho/Arquivo_ModeloVP.bin','w');
fwrite(SalvaModeloVP,ModVP,'float');
fclose(SalvaModeloVP);

SalvaModeloVS = fopen('Caminho/Arquivo_ModeloVS.bin','w');
fwrite(SalvaModeloVS,ModVS,'float');
fclose(SalvaModeloVS);

SalvaModeloRHO = fopen('Caminho/Arquivo_ModeloRHO.bin','w');
fwrite(SalvaModeloRHO,ModRHO,'float');
fclose(SalvaModeloRHO);

```

```
%%%%%%%%%%%% SALVANDO MODELOS FLOOD %%%%%%%%%%%%%
```

```
SalvaModeloVP = fopen('Caminho/Arquivo_ModeloVP_flood.bin','w');  
fwrite(SalvaModeloVP,ModVP_Flood,'float');  
fclose(SalvaModeloVP);
```

```
SalvaModeloVS = fopen('Caminho/Arquivo_ModeloVS_flood.bin','w');  
fwrite(SalvaModeloVS,ModVS_Flood,'float');  
fclose(SalvaModeloVS);
```

```
SalvaModeloRHO = fopen('Caminho/Arquivo_ModeloRHO_flood.bin','w');  
fwrite(SalvaModeloRHO,ModRHO_Flood,'float');  
fclose(SalvaModeloRHO);
```

7.2 ANEXO 2: Modelagem por traçado de raios

Para esta modelagem o código utiliza as equações do raio, as quais foram implementadas por diferenças finitas. As equações do raio podem ser encontradas em Rosa (2010) e são as seguintes:

$$\frac{\partial \vec{r}}{\partial s} = v\vec{p} \quad (7.1)$$

$$\frac{\partial \vec{p}}{\partial s} = -\frac{1}{v^2} \nabla v = \nabla \left(\frac{1}{v} \right) \quad (7.2)$$

Onde \vec{r} é o vetor que descreve o deslocamento do raio e é função de x e y , \vec{p} é o vetor vagarosidade que é função de x e y , s é o espaçamento do *grid* (que é igual na direção x e y) e v é a matriz que descreve a variação da velocidade.

Para a implementação no código, por diferenças finitas, pode-se reescrever a equação (7.1) da seguinte forma:

$$\frac{\Delta x(i)}{ds} = v(k, l)\vec{p}_x(i) \quad (7.3)$$

$$\frac{x(i+1) - x(i)}{ds} = v(k, l)\vec{p}_x(i) \quad (7.4)$$

$$x(i+1) = v(k, l)\vec{p}_x(i)ds - x(i) \quad (7.5)$$

Onde $x(i+1)$ é a coordenada x do vetor \vec{r} que se quer encontrar. A implementação para a componente y do vetor \vec{r} é feita de forma análoga à equação (7.5). Percebe-se que a equação é função de $\vec{p}_x(i)$, da velocidade e de $x(i)$, portanto precisa-se calcular $\vec{p}_x(i)$ pela equação (7.2), que é discretizada, para a direção x , da seguinte forma:

$$\frac{\Delta p_x(i)}{ds} = \frac{\Delta \left(\frac{1}{v} \right)}{dx}, \quad (7.6)$$

$$\frac{p_x(i+1) - p_x(i)}{ds} = \frac{\left(\frac{1}{v(k+1,l)} - \frac{1}{v(k,l)}\right)}{dx}, \quad (7.7)$$

$$p_x(i+1) = \frac{\left(\frac{1}{v(k+1,l)} - \frac{1}{v(k,l)}\right)}{dx} ds + p_x(i), \quad (7.8)$$

onde $p_x(i+1)$ é a vagarosidade na direção x que se quer encontrar. A implementação para a componente y é feita de forma análoga à equação (7.8). Percebe-se que a equação (7.8) é função de $\vec{p}_x(i)$ e da velocidade. De forma análoga à equação (7.8) são calculados os valores para a componente y da vagarosidade.

O algoritmo funciona de forma iterativa e calcula o x, y, P_x, P_y (a partir de valores de entrada) e a cada passo esses valores são atualizados.

O Código também converte *offset* em ângulo e extrai a amplitude dos CRPs. As entradas são o arquivo “CRP.bin” e seu respectivo modelo de VP. O núcleo de traçado de raios foi implementado e gentilmente cedido pelo geofísico Marcelo dos Santos. Posteriormente o código modificado para adaptar-se aos modelos produzidos neste trabalho e foi acrescentado a conversão de AVO em AVA.

clear

clc

close all

%===== PARAMETROS =====%

xi=2161.5 %Posicao x inicial de tiro

pontoCRP = 3 % Escolha: 1 - pico; 2 - inflexao; 3 - vale

dx=1; %Intervalo de pontos de tiro

n=1; %Numero de tiros

y0= 560 %Posicao y de tiro (profundidade)

theta_0=225 %Angulo inicial de tiro com relação horizontal

dtheta=1 %Intervalo entre os ângulos de saída dos raios

ntheta=91 % Numero de raios para cada tiro

Sx=9;% padrao = 3 Suavização em X da velocidade. Deve ser numero impar. Valor mínimo=1

Sy=9;% padrao = 3 Suavização em Y da velocidade. Deve ser numero impar. Valor mínimo=1

vi=1500;%Velocidade mínima do modelo

vf=5000;%Velocidade máxima do modelo

```
%IMPORTANDO ARQUIVOS
```

```
nl = 1040;  
nc = 405;  
nCRP = 5;  
cmin = 1;  
cmax = 81;
```

```
bin00 = fopen('Caminho/Aquivo_CRP_OFFSET.bin');
```

```
CRPs01 = Bin2Mat (bin00,nl,nc,nCRP,cmin,cmax);
```

```
binVel = fopen('Caminho/ModeloVP.bin'); %carrega o arquivo do modelo de VP, entrada para calculo  
de ângulos
```

```
%parametros originais
```

```
nl = 1040;  
nc = 4000  
nCRP = 1;  
cmin = 1;  
cmax = 4000;
```

```
v = Bin2Mat (binVel, nl, nc, nCRP, cmin, cmax); % converte um arquivo VP.bin e em uma matriz para  
matlab
```

```
%v = fread(bin,[1040,4000],'float'); %cria matriz com os CRPs a partir do arquivo de entrada bin
```

```
Lx = size(v,2);
```

```
Ly = size(v,1);
```

```
ix=(Sx-1)/2;
```

```
iy=(Sy-1)/2;
```

```
Vex=[zeros(2*Sy+Ly,Sx),[zeros(Sy,Lx);v;zeros(Sy,Lx)],zeros(2*Sy+Ly,Sx)];
```

```
% extrapola para esquerda
```

```
for l=Sy+1:Ly+Sy
```

```
    for c=1:Sx
```

```
        Vex(l,c)=v(l-Sy,1);
```

```
    end
```

```
end
```

```

% extrapola para direita
for l=Sy+1:Ly+Sy
    for c=Lx+Sx+1:2*Sx+Lx
        Vex(l,c)=v(l-Sy,Lx);
    end
end

% extrapola acima
for l=1:Sy
    for c=1:2*Sx+Lx
        Vex(l,c)=Vex(Sy+1,c);
    end
end

% extrapola abaixo
for l=Sy+Ly+1:2*Sy+Ly
    for c=1:2*Sx+Lx
        Vex(l,c)=Vex(Sy+Ly,c);
    end
end

% Suaviza velocidade
for l=Sy+1:Ly+Sy
    for c=Sx+1:Sx+Lx
        V_soma=0;
        for li=l-iy:l+iy
            for cj=c-ix:c+ix
                V_soma=V_soma+Vex(li,cj);
            end
        end
        Vsuave(l-Sy,c-Sx)=V_soma/(Sx*Sy);
    end
end

% display da velocidade
figure(1)
pcolor(Vsuave);shading flat; colormap
jet%gray%autumn%winter%hot%gray%jet%hot%cool%lines%autumn%winter%summer%jet;
xlim([1400 2800])

```



```

colorbar
V=Vsuave';%transpoe a velocidade
%V=Vsuave;
for x0=xi:dx:xi+(n-1)*dx %200:300:1700%960%50:50:2*960-50

    theta_idx = 1;%contador de numero de angulos, serve como indice criar uma dimensao para cada
    angulo, ou seja, para cada raio

for theta=theta_0:dtheta:theta_0+(ntheta-1)*dtheta %0:2:90;

    theta_rad=theta*pi/180;
    Size=size(V);
    % M=Size(1);
    % MM=Size(2);
    M=Size(2);
    MM=Size(1);

    dr=1;
    ds=1;
    m=M/dr;

    x(1)=x0;
    y(1)=y0;
    k=fix(x(1)/dr);
    l=fix(y(1)/dr);
    P0=1./V(k,l);
    px0=cos(theta_rad)*P0;
    py0=sin(theta_rad)*P0;
    px(1)=px0;
    py(1)=py0;
    i=1;
    % calcula os raios
% for i=1:1000
    while k>1&&l>1&&k<MM-1&&l<M-1
%     x(i)>0&&y(i)>0&&x(i)<M&&y(i)<M
%     if (x(i)>0&&y(i)>0&&x(i)<M-10&&y(i)<M )
%         break

    x(i+1)=x(i)+V(k,l)*px(i)*ds;
    difvx=(1./V(k+1,l)-1./V(k,l))/dr;%nao esquecer que a velocidade foi transposta

```

```

%difvx=(1./V(k,l)-1./V(k,l))/dr;
px(i+1)=px(i)+difvx*ds;
y(i+1)=y(i)+V(k,l)*py(i)*ds;
difvy=(1./V(k,l+1)-1./V(k,l))/dr;%nao esquecer que a velocidade foi transposta
py(i+1)=py(i)+difvy*ds;

k=fix(x(i+1)/dr);
l=fix(y(i+1)/dr);
% ds=sqrt((x(i+1)-x(i))^2+(y(i+1)-y(i))^2); %conferir
i=i+1;
coordenadas(i,theta_idx) = [x(i),y(i),theta]; %grava as coordenadas de cada ponto no modelo
em que passa os raios

end

%display dos raios
figure(1)
hold on;
plot(x,y,'w');
% ylim([5 195])
% xlim([5 195])
ylim([5 Ly])
xlim([5 Lx])

set(gca, 'YDir','reverse')

theta_idx = theta_idx+1; %contador de numero de angulos, serve como indice criar uma dimensao
para cada angulo, ou seja, para cada raio
end

end
%
% figure(1)
% hold on;
% plot(coordenadas(:,1,46),coordenadas(:,2,46),'w');
% % ylim([5 195])
% % xlim([5 195])
% ylim([5 Ly])
% xlim([5 Lx])

```

```

% %
% set(gca, 'YDir','reverse')

%Calcula as coordenadas dos raios;
% selecionando apenas coordenadas na superficie Y < 2

for tt = 1:ntheta
    for ll = 1:size(coordenadas,1)
        if coordenadas(ll,2,tt)<2 & coordenadas(ll,2,tt)~=0
            Coord (tt,:) = coordenadas(ll,:,tt);
        end
    end
end

end

%CRIANDO GRAFICO AVO

offset_min = 1 %offset/100, min = 01
offset_max = 81 %offset/100, max = 81 em offset e 45 para angulo
cota_ini = 553 %540
cota_final = 573 %570

%Funcao rastreia e extrai o pico de amplitude (maior amplitude) dentro de
%um intervalo de cotas no CRP em offset
CRP01_amp_pico = F_MaxAbs_hzt_CRP
(CRP01(:,offset_min:offset_max,pontoCRP),cota_ini,cota_final); %pntoCRP = 1 - Pico; 2 - inflex; 3 -
vale
eX = [offset_min:offset_max]/10; %criando eixo X do grafico AVO, eixo dos offsets, dividido por 10
para ficar em KM
AVO = [eX'*1000,CRP01_amp_pico']

size(AVO)
%size(coordenadas)
%Coord
format shortG
auxCoord = flipdim(Coord,1);
offset = Coord(:,1) - auxCoord(:,1);
angulo = (Coord(:,3) - auxCoord(:,3))/2;

```

```
%%%%%%%%%% cria tabela coordenada(x),coordenada(y),angulo_c_horizontal, offset, angulo_c_normal
%%%%%%%%
```

```
OVA = [Coord(((ntheta+1)/2):ntheta,1),offset(((ntheta+1)/2):ntheta)*10,angulo(((ntheta+1)/2):ntheta)]
```

```
    % lembrar que as coordenadas e o offset
```

```
    % devem ser multiplicados por 10 para
```

```
    % representar medidas reais
```

```
%%%%%%%%%%
%%
```

```
% Interpolando AVO (Amplitude x Offset) e OVA (Offset x Angulo) resulta em AVA (Amplitude x
Angulo) %
```

```
%%%%%%%%%%
%%
```

```
AmplInterp = interp1(AVO(:,1),AVO(:,2),OVA(:,2),'spline') ;
```

```
AVA = [AmplInterp,OVA(:,2:3)]
```

```
figure(2)
```

```
plot_AVO = plot(AVA(:,2),AVA(:,1))
```

```
grid on
```

```
legend('AVO');
```

```
set(plot_AVO,'LineWidth',2); %controla espessura da linha
```

```
xlim([0 8000])
```

```
ylim([0 20])
```

```
xlabel('OFFSET')
```

```
ylabel('AMPLITUDE')
```

```
figure(3)
```

```
plot_AVA = plot(AVA(:,3),AVA(:,1))
```

```
grid on
```

```
legend('AVA');
```

```
set(plot_AVA,'LineWidth',2); %controla espessura da linha
```

```
xlim([1 60])
```

```
ylim([0 20])
```

```
xlabel('ANGULO')
```

```
ylabel('AMPLITUDE')
```

```
%Plotando CRPs
```

```

amp_min = -15;
amp_max = 15;

figure(4)
subplot(1,3,1)
imagesc(CRPs01(:,1),[amp_min amp_max]); %plota CPRs
%colormap(flipud(gray));
colormap((jet))
colorbar;

subplot(1,3,2)
imagesc(CRPs01(:,2),[amp_min amp_max]); %plota CPRs
%colormap(flipud(gray));
colormap((jet))
colorbar;

subplot(1,3,3)
imagesc(CRPs01(:,3),[amp_min amp_max]); %plota CPRs
%colormap(flipud(gray));
colormap((jet))
colorbar;

figure(5)
plot_OVA = plot(OVA(:,3),OVA(:,2))
grid on
legend('OVA');
set(plot_OVA,'LineWidth',2); %controla espessura da linha
xlim([1 60])
ylim([0 8100])
xlabel('ANGULO')
ylabel('OFFSET')

figure(6)
plot_AVO = plot(AVO(:,1),AVO(:,2))
grid on
legend('AVO');
set(plot_AVO,'LineWidth',2); %controla espessura da linha
xlim([0 8000])

```

```
ylim([0 20])
xlabel('OFFSET')
ylabel('AMPLITUDE')

% file_AVA = [AVA];
%
xlswrite('/u/ut81/Desktop/MESTRADO/Resultados/AVA/suav9x9/MOD10_VALE_553_573.xls',file_AVA); %tabela: AMPLITUDE, OFFSET, ANGULO
%
% file_AVO = [AVO];
%
xlswrite('/u/ut81/Desktop/MESTRADO/Resultados/AVO/suav9x9/MOD10_INFLEX_AVO.xls',file_AVO); %tabela: AMPLITUDE, OFFSET, ANGULO
%
% fprintf('fim')
```

7.3 ANEXO 3:Código Função Binário para MatatLab

Esta função é responsável por converter um arquivo *CRP*.bin em uma matriz com formato MatLab com 'd' dimensões (*CRPs*).

```
function [matCRP] = Bin2Mat (bin,nl,nc,nCRP,cmin,cmax)
mod = fread(bin,[nl,nc],'float'); %cria matriz com os CRPs a partir do arquivo de entrada bin

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%Os CRPs organizados lado a lado. esse 'for' Cria uma matriz de dimensoes 'd' , %onde cada dimensão
guarda um CRP recebido de modelo: pico, inflexão e vale, %respectivamente. Em outras palavras:
ordena o CRP em uma matriz de % %dimensões 'd'
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
for d = 0:nCRP-1 % 'd' varia de 0 a nCRP, são 'd' passos, 1 para cada CRP | ordena mod em uma
matriz de dimensoes 'd', onde d = a um CRP (pico, inflexao ou vale)

    matCRP(:,1+d) = mod(:,cmin+(d*cmax):cmax+(d*cmax));
end
end

%PARAMETROS
%bin = arquivo .bin
% nl = número de linhas no bin
% nc = número de colunas no bin
% cmin e cmax = fatiamento da matriz, cmin e cmax = coluna inicial e coluna final, respectivamente
% nCRP = numero de CRPs no arquivo bin
% função retorna uma matriz a partir de um arquivo bin.
```

7.4 ANEXO 4: Visão ampliada da Figura 4.2.

Aqui são apresentados, em versão ampliada, cada modelo (VP) da figura 4.1 e seus respectivos CRPs correspondendo aos pontos Pico (P), Inflexão (I) e Vale (V)

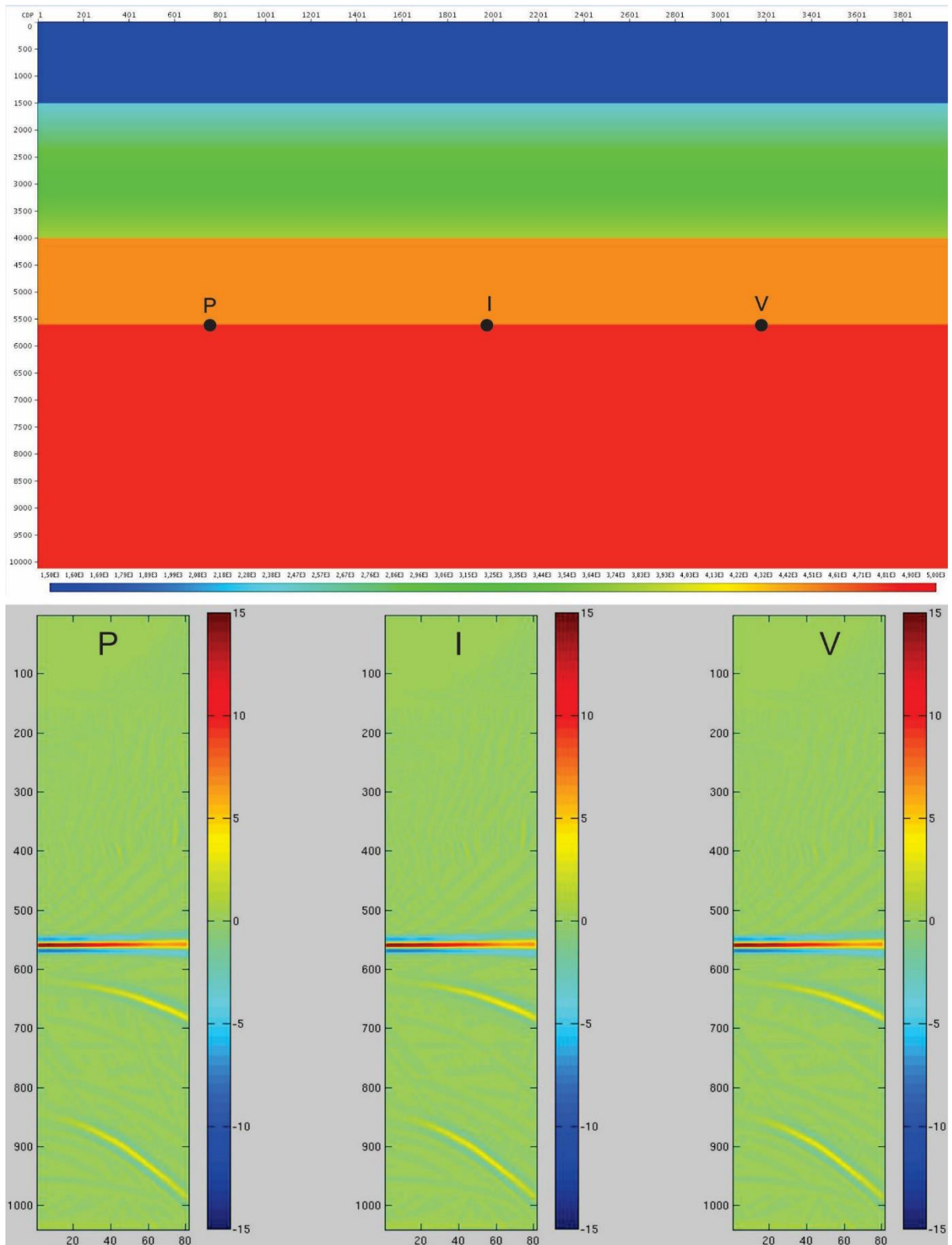


Figura 7.1: Versão ampliada do modelo plano encontrado na Figura 4.2.

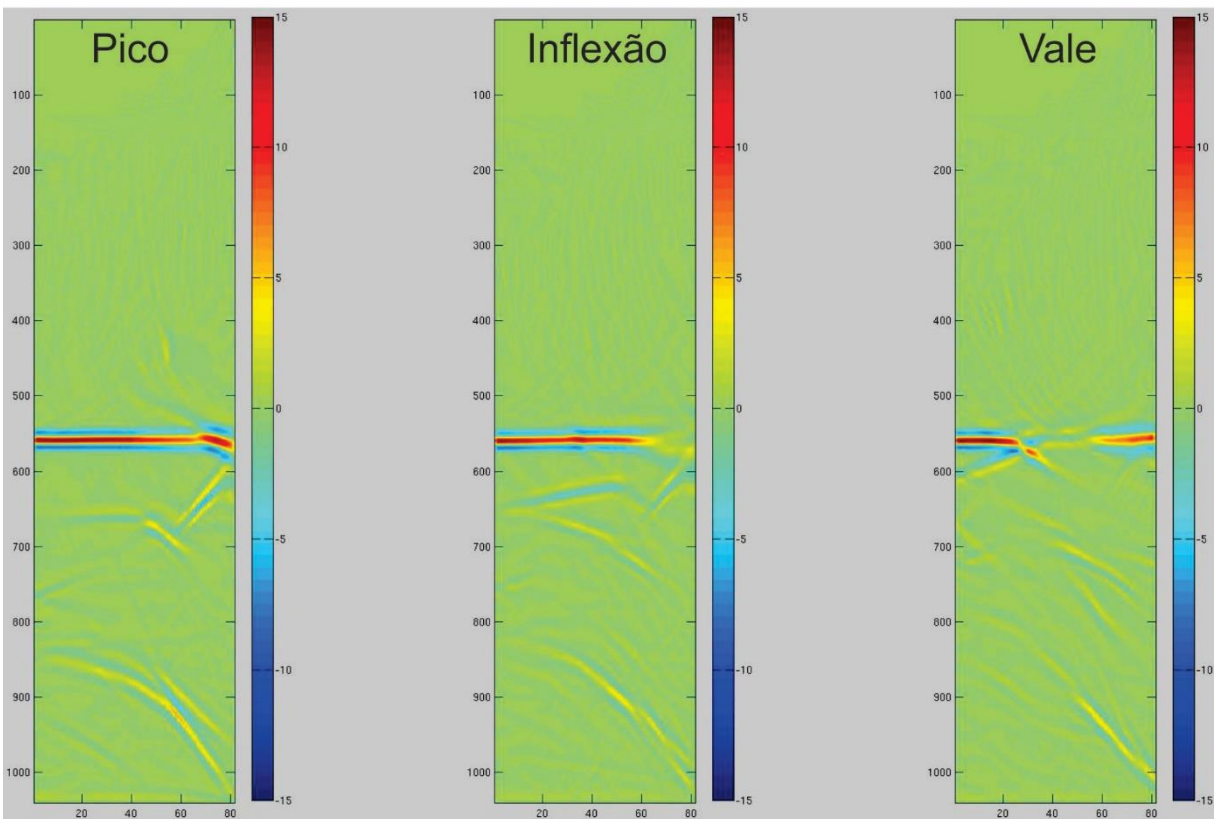
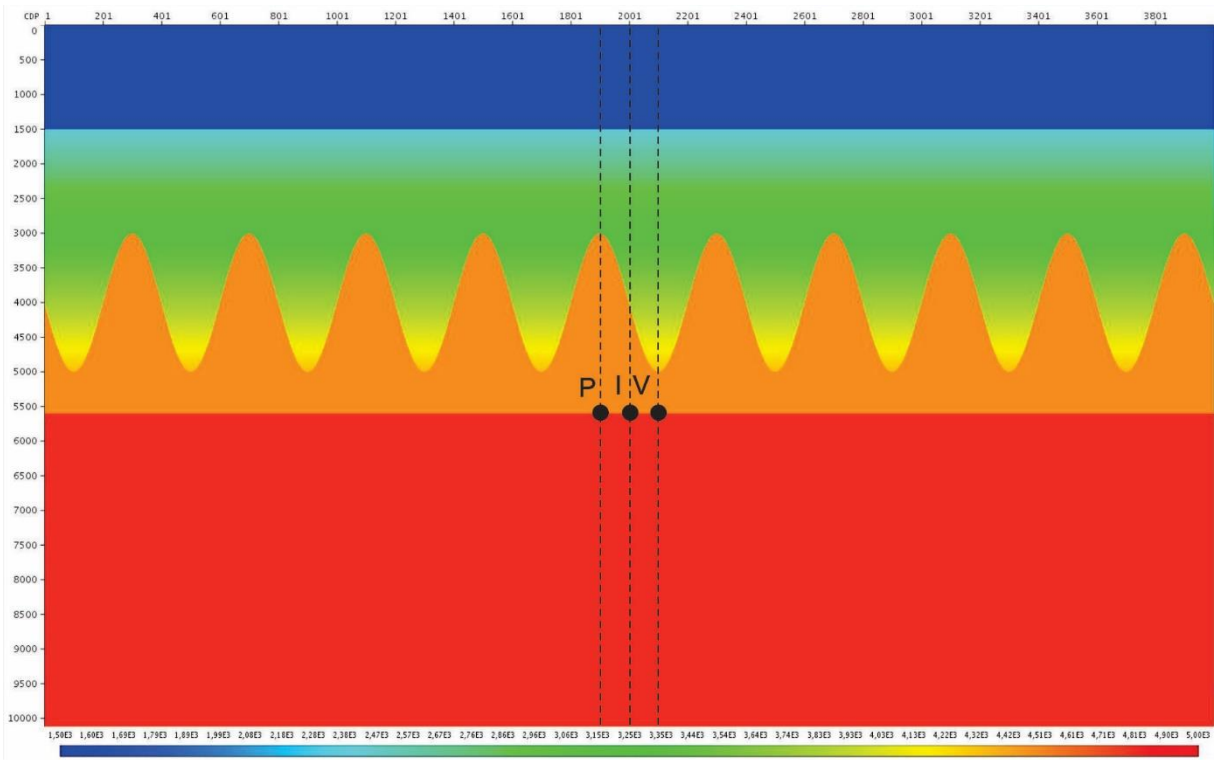


Figura 7.2: Versão ampliada do modelo 1000m/4000m encontrado na Figura 4.2.

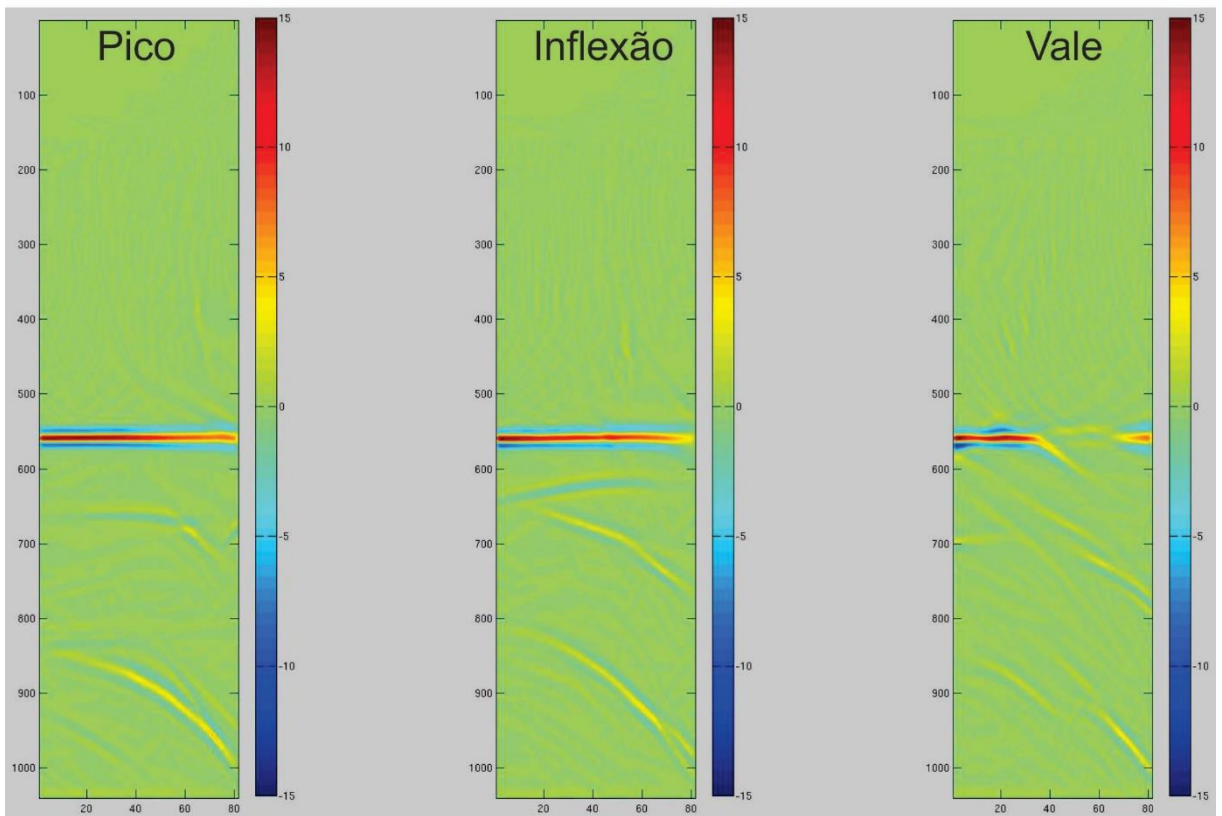
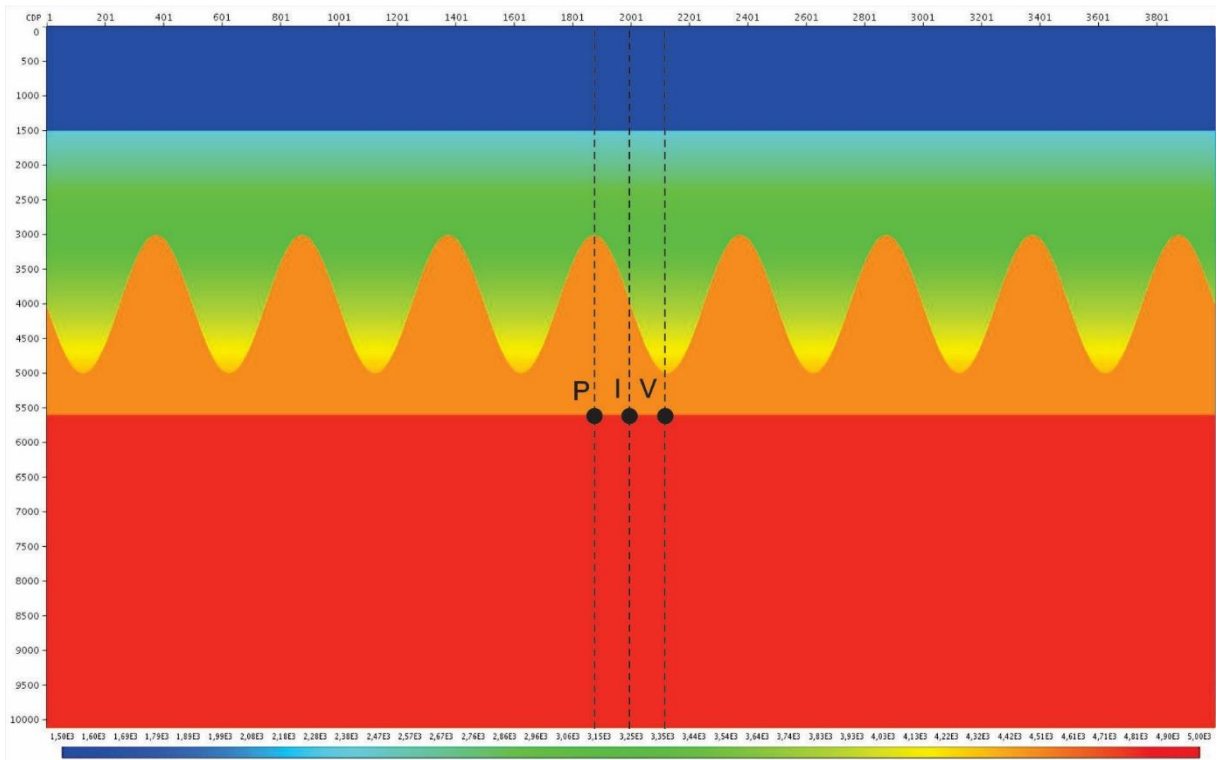


Figura 7.3: Versão ampliada do 1000m/5000m encontrado na Figura 4.2.

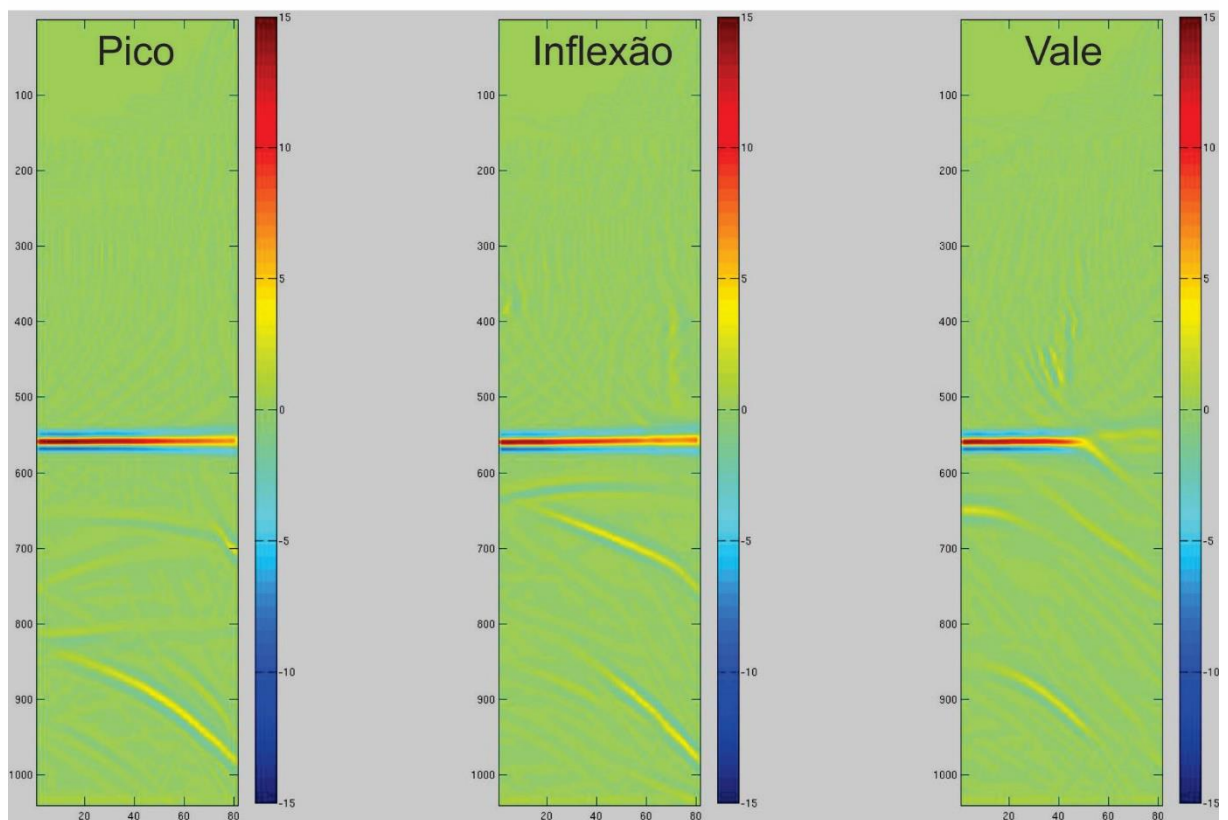
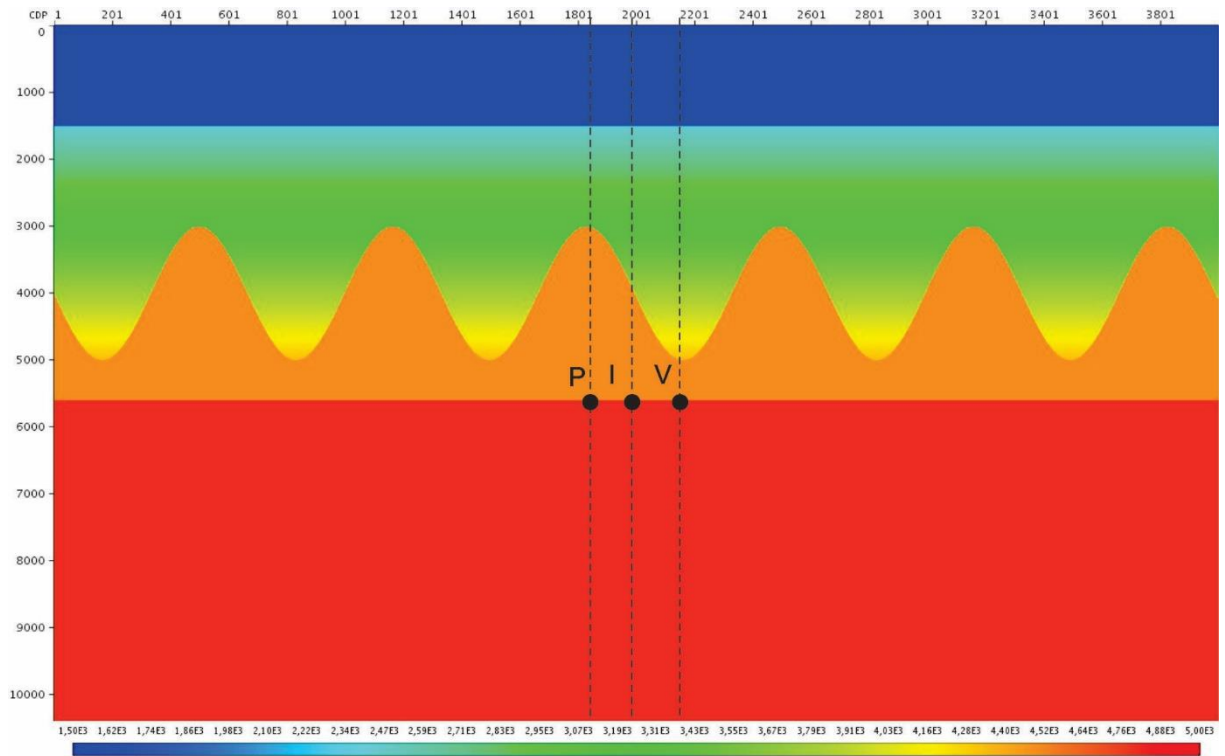


Figura 7.4: Versão ampliada do modelo 1000m/6650m encontrado na Figura 4.2.

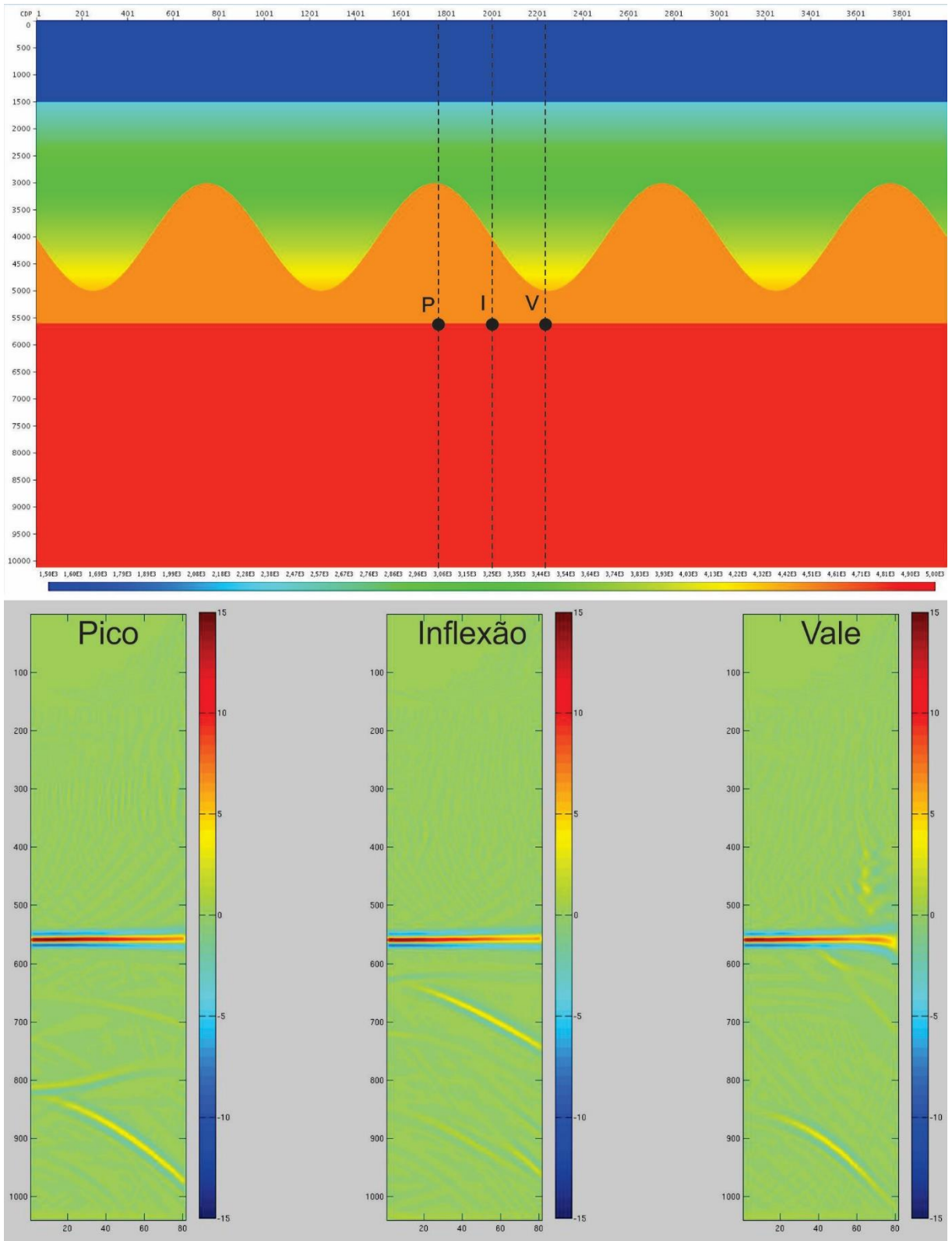


Figura 7.5: Versão ampliada do modelo 1000/10000 encontrado na Figura 4.2.

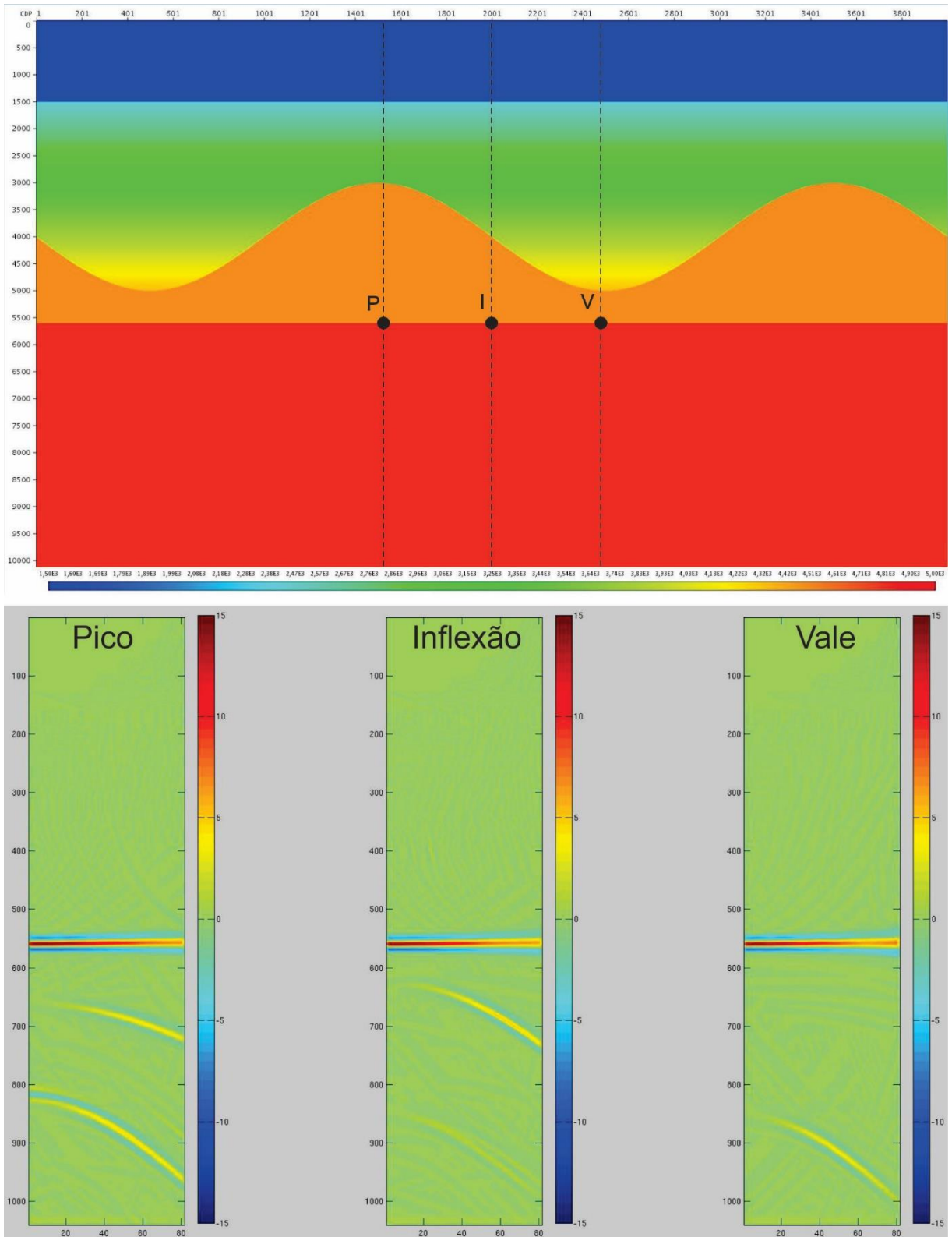


Figura 7.6: Versão ampliada do modelo 1000/20000 encontrado na Figura 4.2.

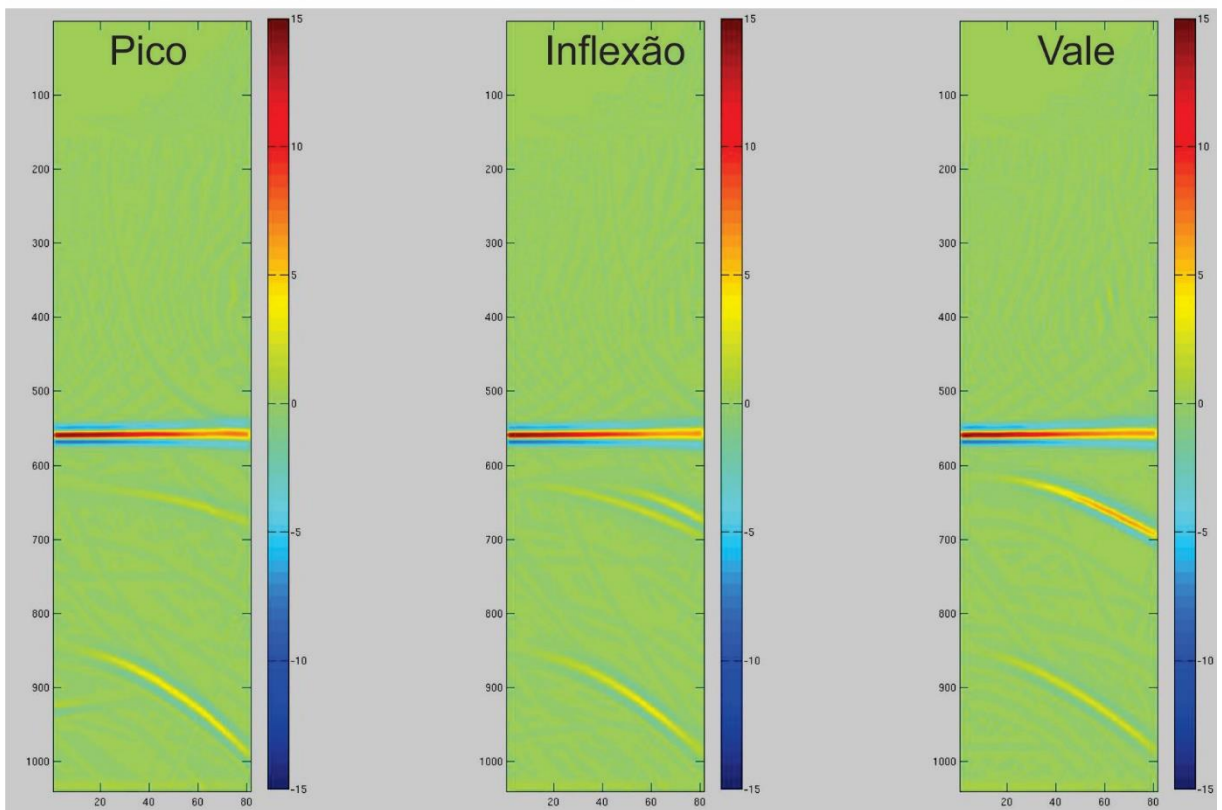
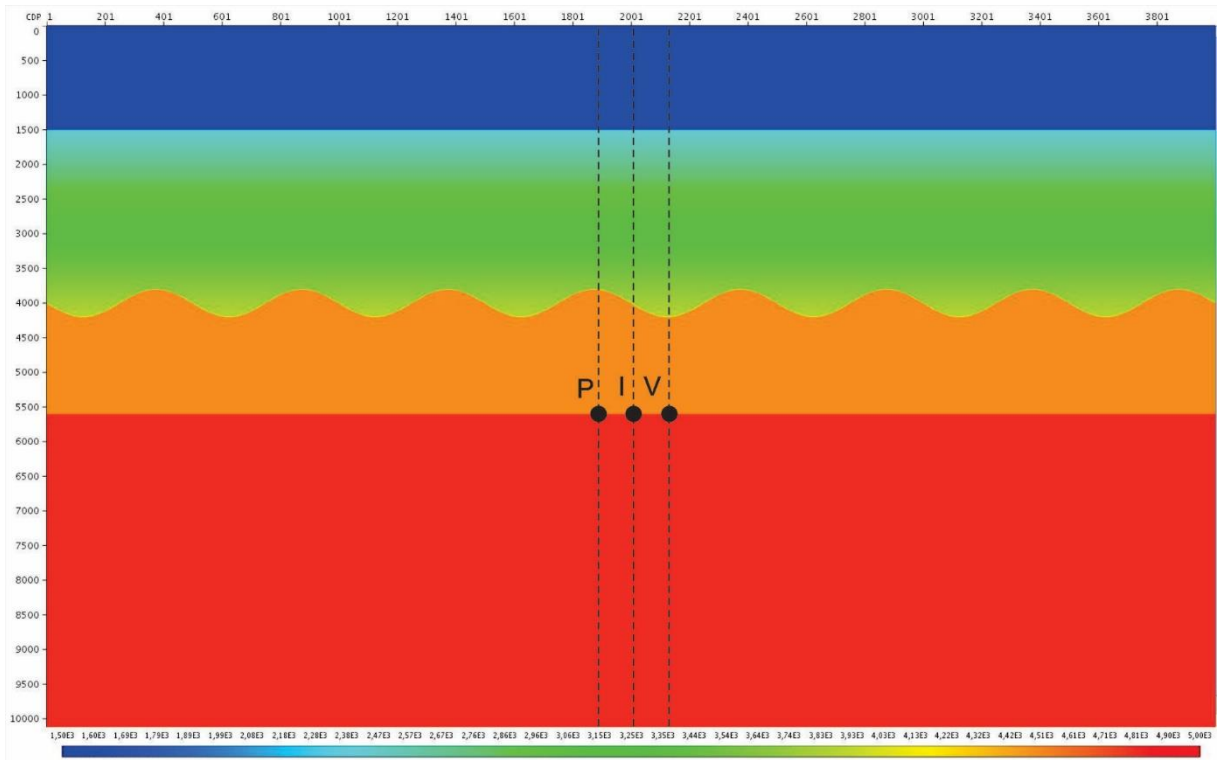


Figura 7.7: Versão ampliada do 200m/5000m encontrado na Figura 4.2.

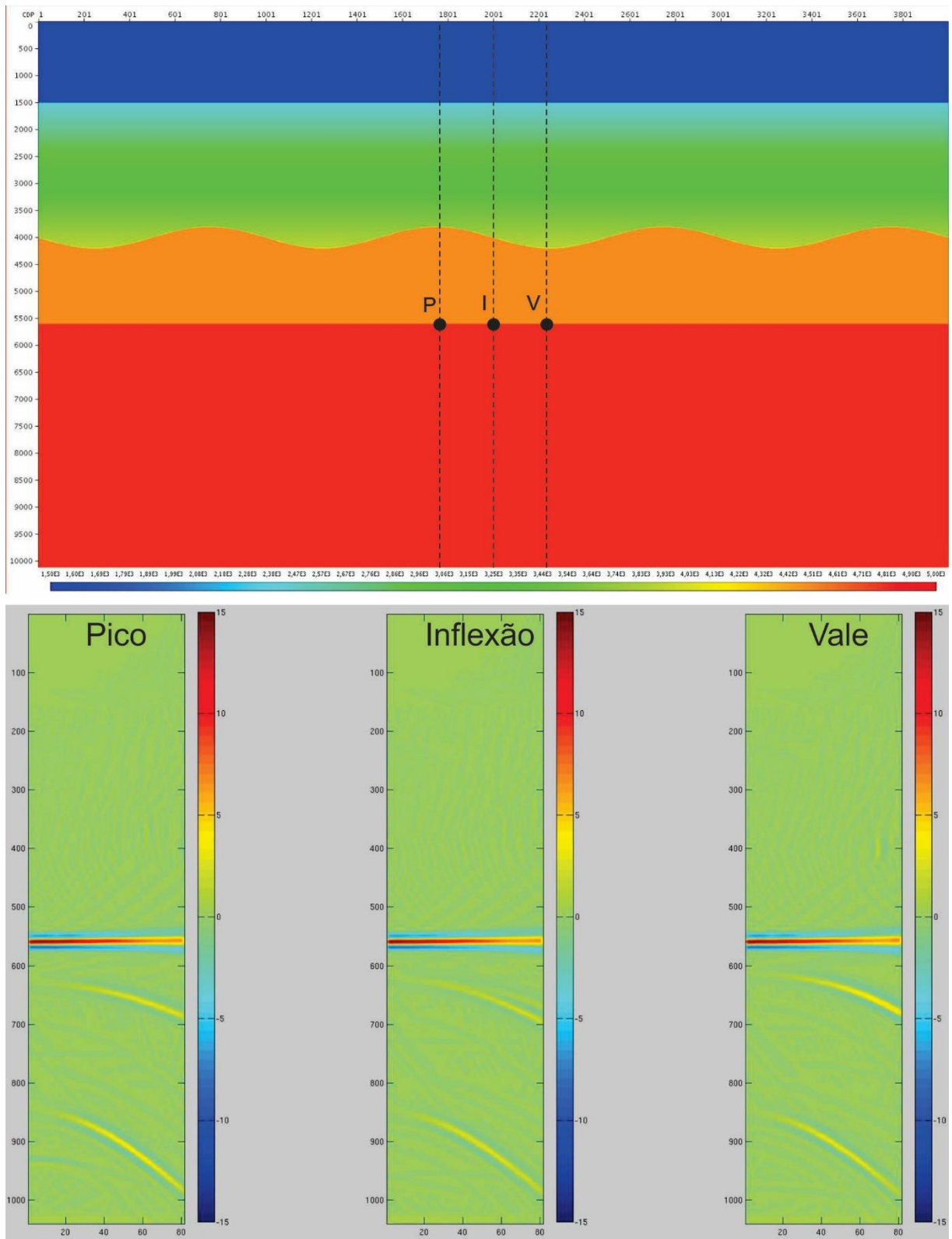


Figura 7.8: Versão ampliada do modelo 200m/10000 encontrado na Figura 4.2.

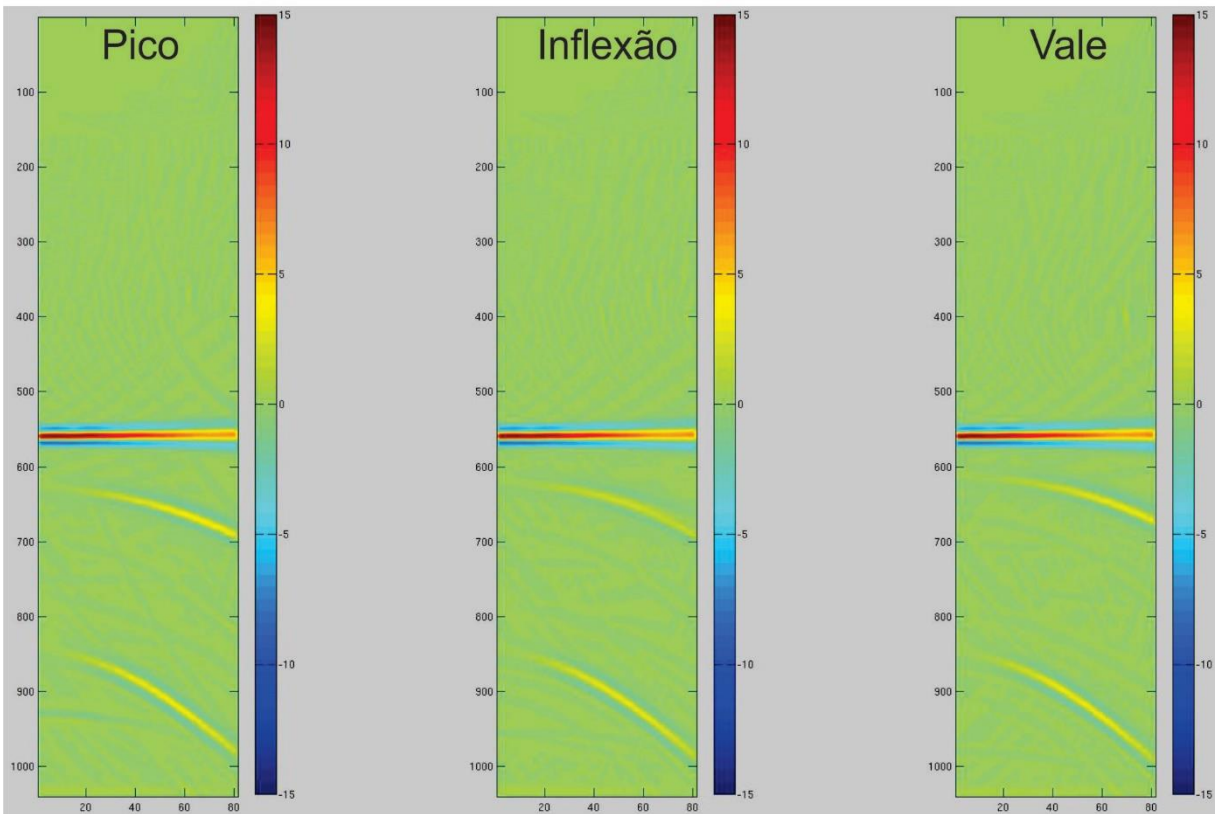
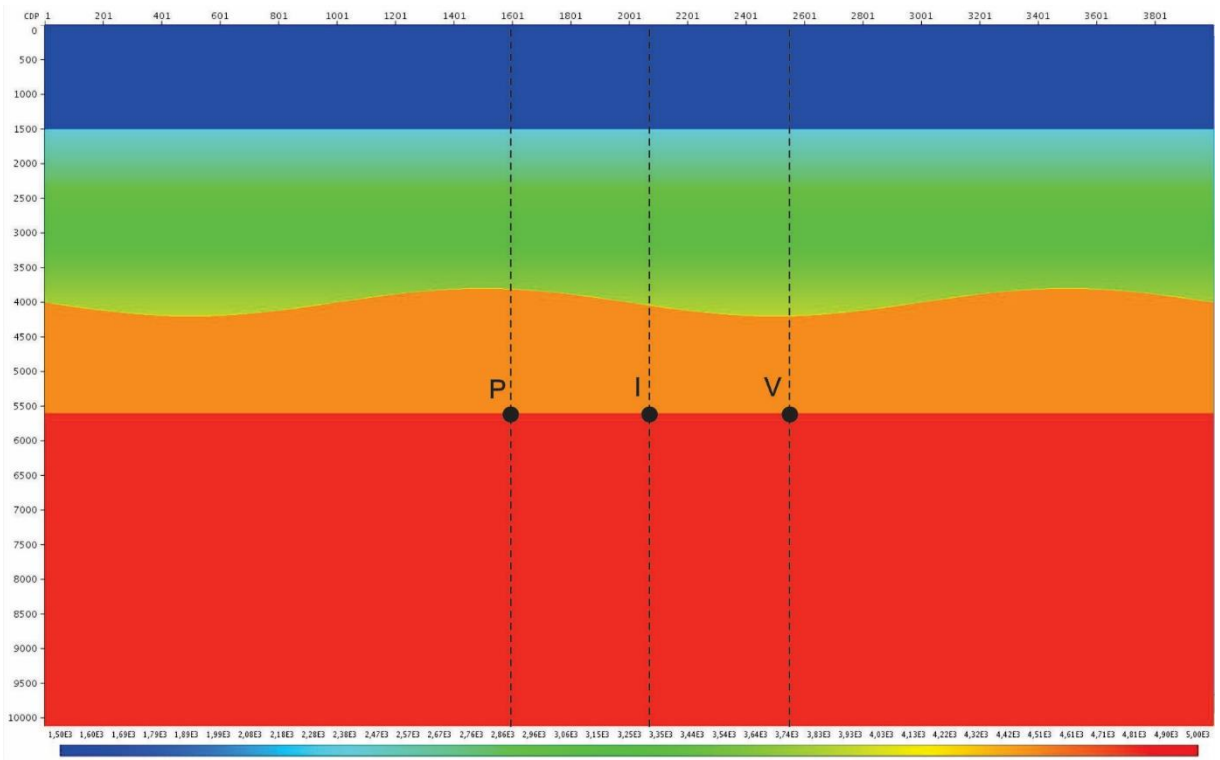


Figura 7.9: Versão ampliada do modelo 200m/20000 encontrado na Figura 4.2.