

UNIVERSIDADE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E  
CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

INVESTIGAÇÃO RASA DE SEDIMENTOS CENOZOICOS EM  
TAUBATÉ/SP EMPREGANDO OS MÉTODOS DE SÍSMICA DE  
REFRAÇÃO E REFLEXÃO

VICTOR COELHO PEREIRA

São Paulo  
Janeiro, 2022

VICTOR COELHO PEREIRA

INVESTIGAÇÃO RASA DE SEDIMENTOS CENOZOICOS EM  
TAUBATÉ/SP EMPREGANDO OS MÉTODOS DE SÍSMICA DE  
REFRAÇÃO E REFLEXÃO

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

São Paulo  
Janeiro, 2022

## AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas e a Universidade de São Paulo, seu corpo docente, direção e administração oportunizaram a janela que hoje vislumbro um belo horizonte.

Agradeço a CAPES pela concessão da bolsa de estudos.

Agradeço ao CNPq pelo apoio à realização dos ensaios de campo (Projeto CNPq PVE 406653/2013 – 5), ao IGe-USP pelo apoio à fase inicial dos levantamentos de campo, e ao IAG-USP pelo apoio com toda infraestrutura: pessoal, equipamentos, veículos e laboratórios.

Agradeço a Professora Liliana Alcazar Diogo pelos conhecimentos compartilhados durante às aulas.

Agradeço aos integrantes do Grupo de estudos da geofísica aplicada, pelas trocas de conhecimentos e experiências.

Um agradecimento especial aos servidores Marcelo Cesar Stangari e Ernande Costa Santos pela parceria e boas histórias compartilhadas.

Ao Professor Renato Luiz Prado, meu orientador, pelo empenho e tempo dedicado à orientação deste trabalho.

A todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação, o meu muito obrigado.

# Sumário

<b>1</b>	<b>Introdução</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Tectônica do Quaternário na Bacia de Taubaté</b>	<b>4</b>
<b>3</b>	<b>Geologia da área de estudos e resultados de outros ensaios geofísicos realizados</b>	<b>5</b>
<b>4</b>	<b>Materiais e métodos</b>	<b>10</b>
4.1	Aquisição dos dados . . . . .	10
4.2	Sísmica de reflexão . . . . .	11
4.2.1	Processamento dos dados de reflexão . . . . .	14
4.2.2	Fluxogramas de processamento . . . . .	18
4.3	Sísmica de refração . . . . .	22
4.3.1	Interpretação dos eventos de refração . . . . .	22
4.3.2	Imageamento sísmico de refração . . . . .	23
<b>5</b>	<b>Deconvolução aplicada aos dados experimentais</b>	<b>26</b>
5.1	Efeitos da deconvolução em conjuntos de tiro - Ensaio A . . . . .	28
5.2	Efeitos da deconvolução em seções empilhadas - Ensaio A . . . . .	34
5.3	Efeitos da deconvolução em conjunto de tiro - Ensaio C . . . . .	38
5.4	Efeitos da deconvolução em seções empilhadas - Ensaio C . . . . .	43
5.5	Efeitos da deconvolução em locais próximos espacialmente . . . . .	47
5.6	Discussão . . . . .	48
<b>6</b>	<b>Resultados</b>	<b>51</b>
6.1	Dados sintéticos de reflexão . . . . .	51
6.2	Sísmica de reflexão: dados reais . . . . .	56
6.2.1	Seções empilhadas em tempo . . . . .	58
6.2.2	Modelos de velocidades . . . . .	60
6.2.3	Seções em profundidade . . . . .	60
6.2.4	Velocidade intervalar . . . . .	67
6.3	Sísmica de refração: dados reais . . . . .	68
6.4	Discussão . . . . .	71
<b>7</b>	<b>Conclusão</b>	<b>73</b>
<b>8</b>	<b>Bibliografia</b>	<b>75</b>

## Lista de Figuras

1	Bacia de Taubaté. Eixo vertical em km - UTM (Sul); Eixo horizontal em km - UTM (Oeste); SIRGAS 2000 Zona 23 K (Carvalho et al., 2011).	5
2	Mapa geológico da Bacia de Taubaté com a área de estudos em destaque. 1) Embasamento Pré-Cambriano; 2) Formação Resende (sistema de leques aluviais proximais); 3) Formação Resende (sistema de leques aluviais medianos a distais) Pindamonhangaba; 4) Formação Tremembé; 5) Formação São Paulo; 6) Formação Pindamonhangaba; 7) Sedimentos Quaternários; 8) Falhas Cenozoicas; 9) Eixos de dobras principais (Adaptado de Riccomini, 1989; Riccomini et al., 2004 apud Lucena, 2016.)	6
3	Coluna estratigráfica da Bacia de Taubaté (Adaptado de Riccomini et al., 2004).	7
4	Litologia descrita do poço mais próximo, aproximadamente 400 m a oeste da área estudos de estudos (SIAGAS - CPRM).	8
5	Modelo geológico estrutural para a área de estudos (Modificado a partir de Lucena, 2016.)	9
6	Localização da área de estudos, próxima ao município de Taubaté/SP. Eixo vertical em metros - UTM (Sul); Eixo horizontal em metros - UTM (Oeste); SIRGAS 2000 Zona 23 K.	9
7	Mapa da área de estudos, com interpretação geológica aproximada e localização dos ensaios sísmicos. Eixo vertical em metros - UTM (Sul); Eixo horizontal em metros - UTM (Oeste); SIRGAS 2000 Zona 23 K.	10
8	Trajectoria do raio sísmico refletido em ambiente com múltiplas camadas (Dentith & Mudge, 2014).	12
9	Trajectoria de raios sísmicos gerados pela fonte sísmica (S) em diferentes posições detectados pelos geofones (D) que possuem um ponto médio comum (Kearey et at., 2009).	13
10	A amostragem espacial é determinada como sendo metade do espaçamento entre os detectores (Kearey et at., 2009).	13
11	Painel CVS, Painel NMO e Semblance gerados a partir de programas do pacote Seismic Unix (Stockwell, 1999).	17
12	Sismograma a) sem correção estática b) com correção estática (Dentith & Mudge, 2014).	18
13	Etapas de processamento para os eventos de reflexão - Ensaio A.	19
14	Etapas de processamento para os eventos de reflexão - Ensaio B.	20
15	Etapas de processamento para os eventos de reflexão - Ensaio C.	21

16	Registro sísmico bruto do ensaio A ilustrando a picagem das primeiras chegadas no centro do lóbulo positivo da <i>wavelet</i> refratada. X em vermelho são os tempos das primeiras chegadas identificados. . . . .	23
17	Etapas de processamento para os eventos de refração - Ensaio A. Somente nesse ensaio foi empregado <i>offset</i> mínimo pequeno o suficiente (2 m) que possibilitou o uso desses dados para interpretar os eventos de refração. . . . .	25
18	(a) Conjuntos de tiro. (b) Após deconvolução <i>spiking</i> . Comprimento do filtro = 0,02 s. Nível relativo de <i>white noise</i> = 0,1. . . . .	28
19	(a) Conjunto de tiro e seu espectro de amplitude e autocorrelograma. (b) Após deconvolução <i>spiking</i> . Comprimento do filtro = 0,02 s. Nível relativo de <i>white noise</i> = 0,1. . . . .	31
20	Resultados da deconvolução <i>spiking</i> para diferentes comprimentos do filtro (indicados na parte superior, em s). Maiores comprimentos do filtro geram artefatos na zona silenciada. Nível relativo do <i>white noise</i> constante e igual a 0,1. . . . .	32
21	Espectro amplitude para diferentes comprimentos do operador (indicados na parte superior). Eixo horizontal - Frequência (Hz). Eixo vertical - Amplitude. Nível relativo do <i>white noise</i> constante e igual a 0,1. . . . .	32
22	Resultados da deconvolução <i>spiking</i> para diferentes níveis relativos de <i>white noise</i> (indicados na parte superior). Maiores níveis relativos de <i>white noise</i> reduzem a eficácia da deconvolução em comprimir a <i>wavelet</i> . Comprimento do operador constante e igual 0,02 s. . . . .	33
23	Espectro amplitude para diferentes níveis do <i>white noise</i> (indicados na parte superior). Eixo horizontal - Frequência (Hz). Eixo vertical - Amplitude. Comprimento do operador constante e igual a 0,02 s. . . . .	33
24	Fluxograma de processamento (a) sem deconvolução, (b) deconvolução pré-empilhamento, (c) deconvolução pós empilhamento, (d) deconvolução pré e pós empilhamento. . . . .	34
25	Parte 1: Teste de deconvolução em seções empilhadas. Parâmetros da deconvolução antes do empilhamento: Comprimento do operador = 0,2 s, Nível relativo de <i>white noise</i> = 0,1. Parâmetros da deconvolução após o empilhamento: Comprimento do operador = 0,11 s, Nível relativo de <i>white noise</i> = 0,1. . . . .	36

26	Parte 2: Teste de deconvolução em seções empilhadas. Parâmetros da deconvolução antes do empilhamento: Comprimento do operador = 0,2 s, Nível relativo de <i>white noise</i> = 0,1. Parâmetros da deconvolução após o empilhamento: Comprimento do operador = 0,11 s, Nível relativo de <i>white noise</i> = 0,1. . . . .	37
27	Espectro amplitude das seções empilhadas. Eixo horizontal - Frequência (Hz). Eixo vertical - Amplitude. Parâmetros da deconvolução antes do empilhamento: Comprimento do operador = 0,2 s, Nível relativo de <i>white noise</i> = 0,1. Parâmetros da deconvolução após o empilhamento: Comprimento do operador = 0,11 s, Nível relativo de <i>white noise</i> = 0,1. . . . .	38
28	(a) Sequência de conjuntos de tiro. (b) Após deconvolução <i>spiking</i> . Comprimento do filtro = 0,02 s. Nível relativo de <i>white noise</i> = 0,1. . . . .	39
29	(a) Conjunto de tiro, autocorrelograma e espectro de amplitude. (b) Após deconvolução <i>spiking</i> . Comprimento do filtro = 0,02 s. Nível relativo de <i>white noise</i> = 0,1. . . . .	40
30	Resultados da deconvolução <i>spiking</i> para diferentes comprimentos do filtro (indicados na parte superior, em s). Nível relativo do <i>white noise</i> constante e igual a 0,1. . . . .	41
31	Espectro amplitude para diferentes comprimentos do operador (indicados na parte superior). Eixo horizontal - Frequência (Hz). Eixo vertical - Amplitude. Nível relativo do <i>white noise</i> constante e igual a 0,1. . . . .	42
32	Resultados da deconvolução <i>spiking</i> para diferentes níveis relativos de <i>white noise</i> (indicados na parte superior). Comprimento do operador constante e igual 0,02 s. . . . .	42
33	Espectro amplitude para diferentes níveis do <i>white noise</i> (indicados na parte superior). Eixo horizontal - Frequência (Hz). Eixo vertical - Amplitude. Comprimento do operador constante e igual a 0,02 s. . . . .	43
34	Parte 1: Teste de deconvolução em seções empilhadas. Parâmetros da deconvolução antes do empilhamento: Comprimento do operador = 0,2 s, Nível relativo de <i>white noise</i> = 0,1. Parâmetros da deconvolução após o empilhamento: Comprimento do operador = 0,3 s, Nível relativo de <i>white noise</i> = 0,1. . . . .	45

35	Parte 2: Teste de deconvolução em seções empilhadas. Parâmetros da deconvolução antes do empilhamento: Comprimento do operador = 0,2 s, Nível relativo de <i>white noise</i> = 0,1. Parâmetros da deconvolução após o empilhamento: Comprimento do operador = 0,3 s, Nível relativo de <i>white noise</i> = 0,1. . . . .	46
36	Espectro amplitude das seções empilhadas. Eixo horizontal - Frequência (Hz). Eixo vertical - Amplitude. Parâmetros da deconvolução antes do empilhamento: Comprimento do operador = 0,02 s, Nível relativo de <i>white noise</i> = 0,1. Parâmetros da deconvolução após o empilhamento: Comprimento do operador = 0,03 s, Nível relativo de <i>white noise</i> = 0,1. . . . .	47
37	Zona de cruzamento entre os ensaios. Eixo vertical - UTM (Sul); Eixo horizontal - UTM (Oeste). . . . .	47
38	Trechos das seções empilhadas do (a) ensaio A e (b) ensaio C próximas espacialmente. Em (b), a deconvolução permite a distinção entre eventos que antes se interferiam, (destacado em laranja e azul). . . . .	49
39	Modelo sintético I (esquerda) e II (direita). Amarelo - Sedimentos quaternários; laranja - Fm. Pindamonhangaba; verde escuro - Fm. Resende (argilitos); verde claro - Fm. Resende (arenitos). . . . .	52
40	Sismograma sintéticos em conjuntos de tiro para o modelo I. Frequência dominante da <i>wavelet</i> : Esquerda - 30 Hz; Direita - 100 Hz. . . . .	53
41	Sismograma sintéticos em conjuntos de tiro para o modelo II. Frequência dominante da <i>wavelet</i> : Esquerda - 30 Hz; Direita - 100 Hz. . . . .	53
42	Seções empilhadas sintéticas em que a espessura dos sedimentos quaternários é 10 m (Modelo I). Frequência dominante da <i>wavelet</i> : (a) 30 Hz; (b) 100 Hz. . . . .	54
43	Seções empilhadas sintéticas em que a espessura dos sedimentos quaternários é 30 m (Modelo II). Frequência dominante da <i>wavelet</i> : (a) 30 Hz; (b) 100 Hz. . . . .	55
44	Registro de campo bruto em conjuntos de tiro do Ensaio A. Reflexões ocorrem em aproximadamente 0,12; 0,15; 0,17 e 0,21 s . . . . .	56
45	Registro de campo bruto em conjuntos de tiro do Ensaio B. Posição da fonte sísmica e dos geofones são diferentes para cada sismograma. Reflexões ocorrem aproximadamente em 0,1; 0,14; 0,17 e 0,21 s . . . . .	57
46	Registro de campo bruto em conjuntos de tiro do Ensaio C. Reflexões ocorrem em aproximadamente 0,10; 0,12; 0,15; 0,17 e 0,20 s . . . . .	57

47	Seção empilhada em tempo duplo de percurso do Ensaio A. Os traços vazios entre os cdps 350-700 representa a porção não amostrada desse ensaio. . . . .	58
48	Seção empilhada em tempo duplo de percurso do Ensaio B . . . . .	59
49	Seção empilhada em tempo duplo de percurso do Ensaio C . . . . .	60
50	Modelos de velocidade para o (a) ensaio A, (b) ensaio B e (c) ensaio C.	61
51	Seção empilhada em profundidade do Ensaio A. Todos os refletores interpretados fazem parte da Fm. Resende (Gr. Taubaté). . . . .	64
52	Seção empilhada em profundidade do Ensaio B. Todos os refletores interpretados fazem parte da Fm. Resende (Gr. Taubaté). . . . .	65
53	Seção empilhada em profundidade do Ensaio C. Todos os refletores interpretados fazem parte da Fm. Resende (Gr. Taubaté). . . . .	66
54	Velocidade intervalar por tempo para todos os ensaios. . . . .	67
55	Modelo inicial para eventos de refração do Ensaio A. . . . .	68
56	Diagrama de densidade de raios. . . . .	68
57	Tomografia sísmica de refração. Erro RMS = 2,6%. Refletores interpretados mergulham para NW. . . . .	70

## Lista de Tabelas

1	Parâmetros de aquisição dos ensaios sísmicos. . . . .	11
2	Estimativa dos mergulhos dos refletores mais rasos do ensaio A. Refletor 01 em vermelho, Refletor 02 em verde e Refletor 03 em azul claro. Erros definidos para as medidas de profundidade e cdp: $Erro_{prof} = 5$ m; $Erro_{cdp} = 2$ m. Cálculo do erro do mergulho estimado pela teoria de propagação de erro (Bevington & Robinson, 2002). . . . .	62
3	Estimativa dos mergulho dos refletores mais rasos do ensaio B. Erros definidos para as medidas de profundidade e cdp: $Erro_{prof} = 5$ m; $Erro_{cdp} = 2$ m. . . . .	63

## Resumo

Os métodos sísmicos de reflexão e refração na investigação rasa são usualmente empregados no mapeamento de estruturas geológicas em contextos de obras de engenharia, estudos ambientais e prospecção mineral. Poucos trabalhos utilizam desses métodos em investigações de estruturas neotectônicas. Nesta pesquisa apresentamos os resultados obtidos com dados sísmicos de reflexão e refração adquiridos em local que possui indícios de ações neotectônicas. A área de estudos contém sedimentos Quaternários e Terciários da Bacia de Taubaté. Resultados obtidos a partir de dados sintéticos de reflexão permitem discutir as limitações com relação à resolução vertical necessária e a profundidade mínima de investigação levando-se em conta o conteúdo da frequência dominante. Como um desafio importante nesse tipo de pesquisa é o alcance da resolução vertical necessária para o mapeamento de pequenas estruturas, com dimensões de poucos metros, são apresentados estudos de aplicação da deconvolução *spiking*. Os resultados indicam que investigações sísmicas com a integração dos métodos de reflexão (seções empilhadas) e refração (tomografia) e modelagem de dados sintéticos podem contribuir em estudos da evolução neotectônica da área de estudos.

**PALAVRAS CHAVE:** métodos sísmicos, atividade neotectônica, Bacia de Taubaté, deconvolução, deconvolução *spiking*.

## Abstract

Reflection and refraction seismic methods are commonly employed for imaging geological structures in engineering, environmental and mining studies. Few studies apply these methods in neotectonics studies. This research shows results from reflection and refraction data in a site that has evidence of neotectonics activity. The site has Quaternary and Tertiary sediments of the Taubate Basin, São Paulo, Brazil. From the reflection synthetic data is discussed some limitations regarding the vertical resolution and the minimum depth of the geological subsurface that can be recovered, considering the seismic wave frequency content. An important challenge of this research is the vertical resolution necessary to image structures with dimensions around few meters. To overcome these challenge studies of the deconvolution spiking operation are presented. Experimental data shows that seismic investigation with an integration of reflection (stacked sections) and refraction (tomography) methods and synthetic data modelling can bring valuable subsidies for comprehension of the neotectonics evolution of the study area.

**KEYWORDS:** Seismic methods, neotectonic activity, Taubaté Basin, deconvolution, spiking deconvolution.

# 1 Introdução

Os métodos sísmicos são reconhecidos como ferramenta eficaz nos estudos da subsuperfície rasa em diversos contextos como engenharia, meio ambiente, hidrogeologia, entre outros (Shtivelman, 2003).

A sísmica de reflexão é uma das ferramentas mais consagradas para a investigação de estruturas e reservatórios na indústria do petróleo. Além de seu sucesso nessa área, a partir dos anos 1980 esse método também passou a ser empregado para a investigação de alvos rasos.

A interpretação de dados de sísmica de refração também vem sendo impactado por mudanças. O emprego de *softwares* para a produção de imagens tomográficas tem ganhando cada vez mais espaço.

Ambos os métodos possuem limitações, logo a integração desses métodos é interessante por permitir uma caracterização mais completa da geologia da subsuperfície da área investigada, sendo, portanto, promissor e interessante o emprego conjunto em estudos neotectônicos.

Os métodos tradicionais de estudo da neotectônica incluem análises morfológicas, de depósitos sedimentares, e estruturais (Trifonov, 1989). Estudos da morfologia, comumente, englobam interpretação de imagens de satélite, radar e de cartas topográficas com o objetivo de reconhecer depósitos quaternários e feições morfológicas indicativas de tectonismo recente (Hiruma et al., 2001). Depósitos quaternários afetados por tectonismo recente podem permitir a datação da ocorrência do evento (Hiruma et al., 2001), assim como as análises estruturais permitem a correlação temporal entre as camadas e de eventos (Trifonov, 1989).

Apesar desses estudos tradicionais de neotectônica fornecerem grandes quantidades de informações, sempre restam questionamentos sobre a geometria da subsuperfície rasa. Sondagens, trincheiras (Matsuda & Kinugasa, 1991) e galerias podem fornecer informações adicionais do comportamento geológico da subsuperfície rasa e auxiliar nos estudos da neotectônica. Porém esses métodos são onerosos e produzem informações pontuais, sendo ainda determinante a experiência do interprete para estimar a configuração geológica da subsuperfície rasa.

Nesse sentido a inclusão de outros métodos investigativos, como os sísmicos, pode auxiliar enormemente, especialmente pelo fato de poder gerar perfis contínuos da subsuperfície.

Porém são poucos os trabalhos disponíveis na literatura que tratam da aplicação desse método para estudos de neotectônica.

Um dos desafios da aplicação dos métodos sísmicos no estudo da neotectônica, está relacionado com a resolução necessária para o mapeamento das estruturas. As estruturas neotectônicas podem ter dimensões de dezenas de centímetros até poucos metros e este é o cenário em que está inserida a área desse estudo.

A área de estudo desta pesquisa situa-se na Bacia de Taubaté. Em 1988, a Petrobras realizou levantamentos sísmicos na porção Central e Nordeste da bacia. Esse dados foram interpretados por diferentes pesquisadores (Marques, 1990; Fernandes, 1993; Cogné et al., 2013), porém todos trazem informações da estratigrafia e estruturas de profundidades superiores a 100 m. Em se tratando das estruturas geradas pela tectônica do Quaternário na Bacia de Taubaté, o desafio para o emprego dos métodos geofísicos está relacionado principalmente ao alcance da resolução (lateral e em profundidade), uma vez que os rejeitos das falhas podem ser da ordem de poucos metros e presentes a pouca profundidade como diversas pesquisas já relataram (Riccomini, 1989; Mancini, 1995).

Aspectos singulares, especialmente da geomorfologia da área de estudo, motivaram Lucena (2016) a empregar o método MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*) na investigação de possível estrutura rúptil observada em uma das margens do Rio Una (município de Taubaté, SP) que parece afetar o colúvio quaternário e os sedimentos fluviais da Formação Pindamonhangaba, Terciários, ali presentes. Todavia, o modelo geológico estrutural apresentado por Lucena (2016) é baseado na interpolação de modelos 1D a partir dos dados coletados e não atinge profundidades superiores a 25 metros.

Assim, o objetivo desta pesquisa, além de buscar o mapeamento estratigráfico da subsuperfície rasa, é também verificar se a configuração atual da área de estudos é resultado de ações tectônicas recentes, exclusivamente a partir da análise de dados de sísmica de reflexão e sísmica de refração. Estudos de modelagem sintética dos

eventos de reflexão permitiram fazer avaliações com relação à resolução temporal e lateral, e comparar tempos de percurso dos dados sintéticos e observados. Como o desafio dessa pesquisa é o alcance da resolução vertical necessária para o mapeamento de estruturas com dimensões de poucos metros, estudos com relação à operação de deconvolução *spiking* nos dados experimentais também são apresentados. A partir do objetivo principal procura-se, a partir da descrição dos processos empregados no tratamento dos dados, discutir as potencialidades e limitações desses métodos neste contexto.

Foram executados três ensaios sísmicos na área de estudos com diferentes orientações e fontes sísmicas. Como já citado, os sismogramas produzidos foram processados e analisados com enfoques nos eventos de reflexão e refração. A seção tomográfica gerada a partir dos eventos de refração auxiliou na interpretação da porção mais rasa da subsuperfície ( $< 50$  m de profundidade), já que para essa profundidade é difícil de obter resultados satisfatórios com dados de sísmica de reflexão. As seções empilhadas produzidas a partir dos eventos de reflexão forneceram informações da subsuperfície da área de estudos até profundidades em torno de 400 m.

A pesquisa visa contribuir com mais informações para a caracterização das estruturas e geologia da porção mais rasa da Bacia de Taubaté, apresenta estudos da operação de deconvolução aplicada aos dados experimentais, e apresenta proposição de como avaliar, antes da aquisição propriamente dita, o alcance da resolução vertical da sísmica de reflexão rasa, através de dados sintéticos, para investigação de eventuais estruturas neotectônicas da área de estudos.

## 2 Tectônica do Quaternário na Bacia de Taubaté

A interpretação das estruturas tectônicas rúpteis do Quaternário observadas na bacia permitem inferir a ocorrência de pelo menos três regimes tectônicos após a deposição da Formação Pindamonhangaba (Mancini & Riccomini, 1994; Mancini, 1995). O mais antigo desses três eventos possui caráter transcorrente dextral, com compressão de direção NW-SE e tem seu início registrado no Neógeno e finalizado no Quaternário. No Holoceno, ocorre uma mudança no regime tectônico, que passa a ser extensional com direção geral E-W. O evento mais recente é associado a um regime compressivo, com direção E-W. O regime extensional no Holoceno foi o responsável por várias falhas normais observadas na Formação Pindamonhangaba (microfalhas até grandes estruturas com rejeitos de alguns metros de extensão). Essas falhas colocaram em contato tectônico os sedimentos da Formação Pindamonhangaba e os depósitos do Quaternário (Mancini, 1995), e poderiam explicar a ocorrência de uma estrutura de hemigráben na área de estudo, discutida por Lucena (2016).

Estudos anteriores realizados na bacia apresentam as características dos eventos neotectônicos atuantes na bacia (Riccomini, 1989; Mancini, 1995), seu arcabouço estrutural e sua evolução (Fernandes, 1993). Estudos geofísicos caracterizaram a topografia do embasamento e espessura de sedimentos (Carvalho et al, 2011; Cogné et al, 2013) e seu modelo gravimétrico (Fernandes & Chang, 2001).

### 3 Geologia da área de estudos e resultados de outros ensaios geofísicos realizados

A área de estudos está localizada na Bacia de Taubaté. Essa bacia é amplamente estudada por possuir características geológicas e estruturais peculiares, por exemplo, tectonismo recente e recursos minerais. A bacia está inserida no Segmento Central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil. O preenchimento sedimentar neste segmento se iniciou no Paleógeno com a deposição do Grupo Taubaté, se estendendo no Neógeno com a deposição das Formações Pindamonhangaba e Itaquaquetuba até o Quaternário com a deposição de depósitos de tálus, colúvio-aluviais e aluviais.

A Bacia de Taubaté está localizada na porção leste do estado de São Paulo, possui forma alongada com 170 km de comprimento e largura média de 25 km (Fig. 1). Essa bacia é limitada nos extremos pelos municípios de Jacareí, ao Sul e Cruzeiro, ao Norte.

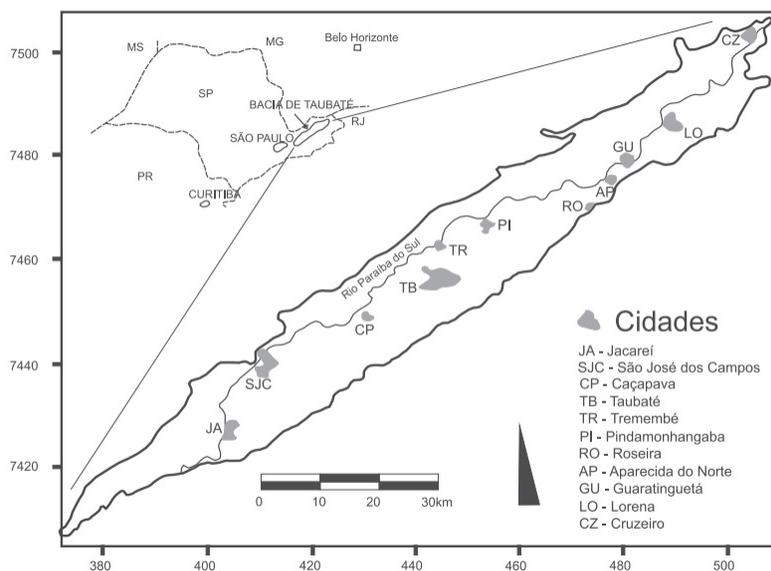


Figura 1: Bacia de Taubaté. Eixo vertical em km - UTM (Sul); Eixo horizontal em km - UTM (Oeste); SIRGAS 2000 Zona 23 K (Carvalho et al., 2011).

A geologia é composta por rochas proterozoicas até holocênicas (Fig. 2). O

embasamento da bacia é composto por migmatitos, metassedimentos e corpos metabásicos. As formações que compõem o Grupo Taubaté têm origem em ambiente fluvial (leques aluviais e planícies aluviais) e lacustre composta por conglomerados, argilitos, folhelhos e arenitos. A Formação Pindamonhangaba, de deposição posterior às rochas do Grupo Taubaté, também tem sua gênese em ambiente fluvial e é composta por argilitos e siltitos. Os depósitos Quaternários são compostos por depósitos de tálus, colúvio-aluviais e aluviais (Fig. 3) (Riccomini, 1989).

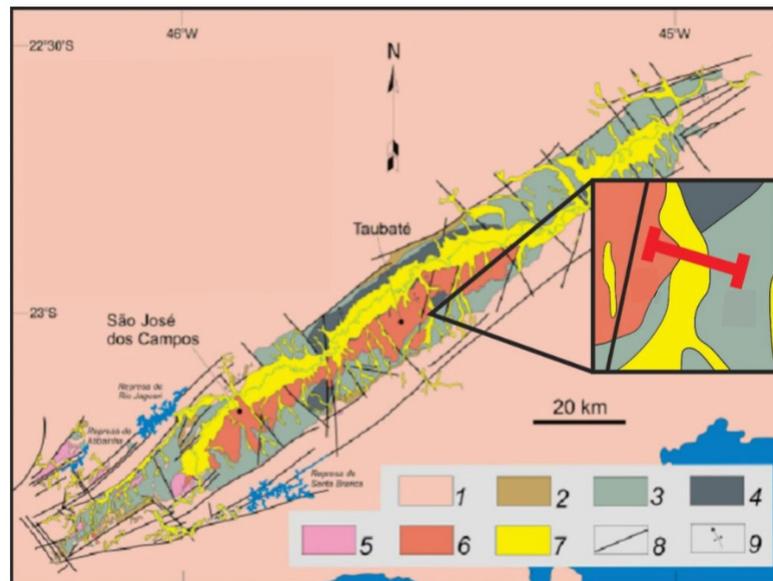


Figura 2: Mapa geológico da Bacia de Taubaté com a área de estudos em destaque. 1) Embasamento Pré-Cambriano; 2) Formação Resende (sistema de leques aluviais proximais); 3) Formação Resende (sistema de leques aluviais medianos a distais) Pindamonhangaba; 4) Formação Tremembé; 5) Formação São Paulo; 6) Formação Pindamonhangaba; 7) Sedimentos Quaternários; 8) Falhas Cenozoicas; 9) Eixos de dobras principais (Adaptado de Riccomini, 1989; Riccomini et al., 2004 apud Lucena, 2016.)

A figura 2 também destaca a localização da área de estudos dessa pesquisa. A área está localizada no município de Taubaté. Nesse local afloram sedimentos da Formação Resende (Grupo Taubaté), Formação Pindamonhangaba, e depósitos colúvio-aluviais do Quaternário.

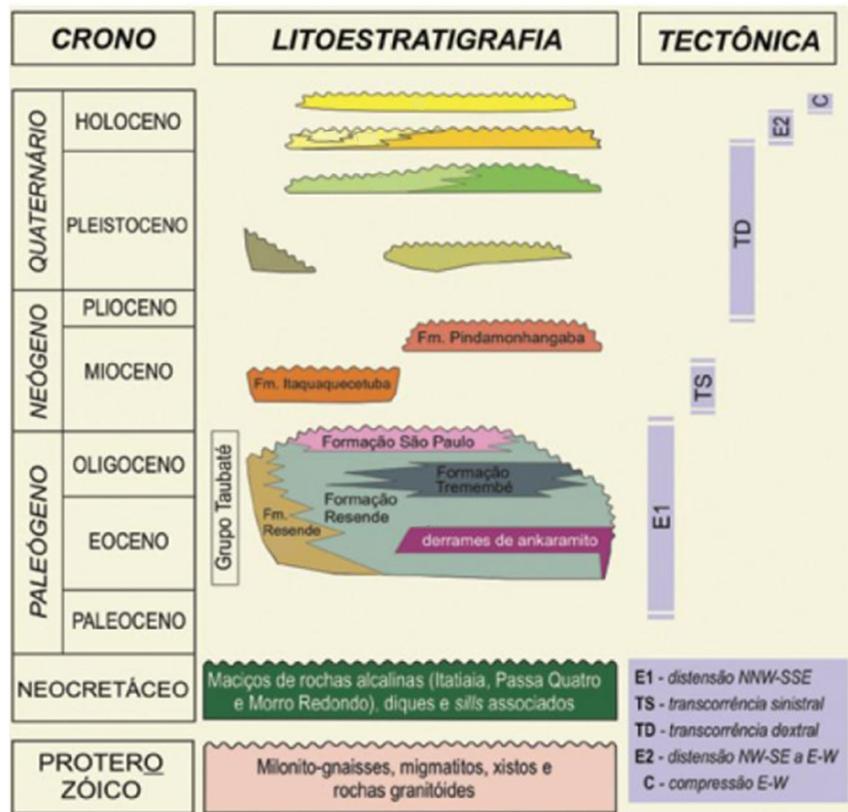


Figura 3: Coluna estratigráfica da Bacia de Taubaté (Adaptado de Riccomini et al., 2004).

Lucena (2016) com base nos estudos da geologia e evolução litoestratigráfica da bacia (Riccomini, 1889; Riccomini et al., 2004); na observação de estruturas que indicam movimentação de falha na margem direita do Rio Una; na geomorfologia do local e nas informações geofísicas resultantes de levantamento sísmico com ondas de superfície (MASW), concebeu como modelo geológico estrutural para a área de estudos o de um hemigráben com camadas mergulhando para NW.

Levantamentos geoeletricos executados na área de estudos apresentam resultados até 300 m de profundidade (Hamada et al., 2018; Rangel et al., 2018).

A aproximadamente 400 m a oeste da área estudos está localizado o poço tubular 3500051142 (SIAGAS - CPRM) que atingiu a profundidade de 115 m. A litologia

desse poço está descrita apenas para o intervalo entre 78 e 115 m (Fig. 4).

A integração dessas informações permitiu adaptações no modelo geológico estrutural concebido por Lucena (2016)(Fig. 5).

As coordenadas da área de estudos estão em UTM Sirgas 2000 Zona 23 K (Fig. 6).

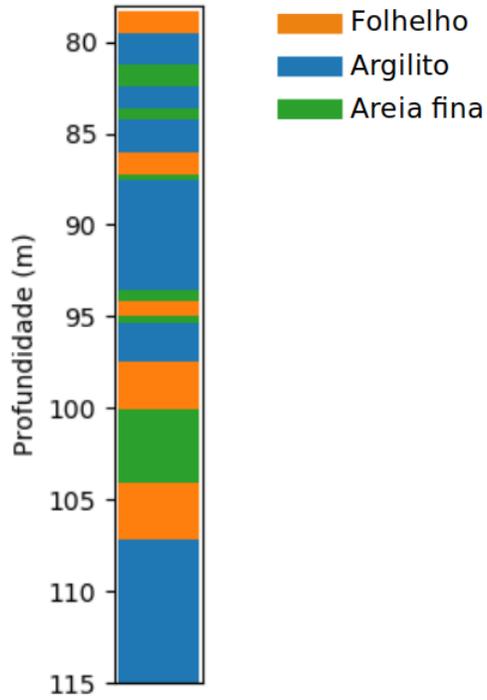


Figura 4: Litologia descrita do poço mais próximo, aproximadamente 400 m a oeste da área estudos de estudos (SIAGAS - CPRM).

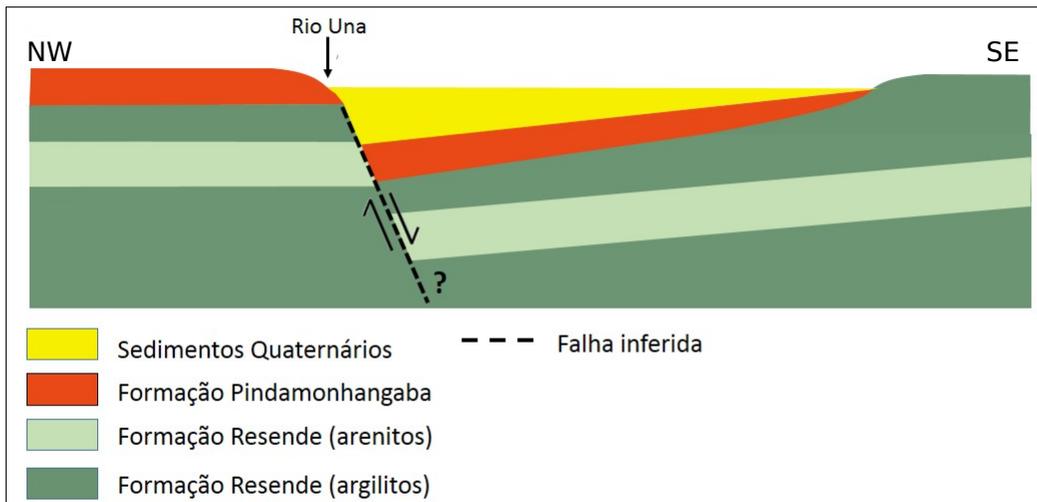


Figura 5: Modelo geológico estrutural para a área de estudos (Modificado a partir de Lucena, 2016.)

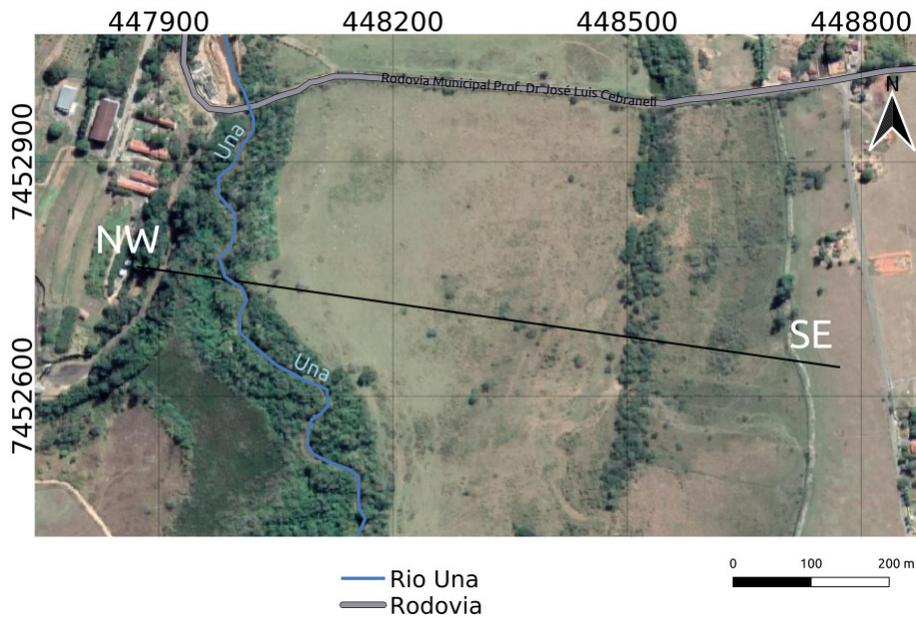


Figura 6: Localização da área de estudos, próxima ao município de Taubaté/SP. Eixo vertical em metros - UTM (Sul); Eixo horizontal em metros - UTM (Oeste); SIRGAS 2000 Zona 23 K.

## 4 Materiais e métodos

Métodos sísmicos se utilizam das ondas elásticas para investigar a subsuperfície. As ondas geradas artificialmente por uma fonte sísmica se propagam pela subsuperfície e após serem refletidas e/ou refratadas são registradas por detectores. No caso de levantamentos em terra, esses detectores são chamados de geofones. Os dados registrados pelos geofones são séries temporais que representam as variações da velocidade das partículas do solo durante a passagem da onda sísmica.

### 4.1 Aquisição dos dados

As linhas sísmicas executadas na área de estudo possuem diferentes orientações (Fig. 7) e também com diferentes parâmetros de aquisição (Tab. 1). Em todos ensaios foi utilizado um sismógrafo Geode (Geometrics Inc.) de 96 canais.

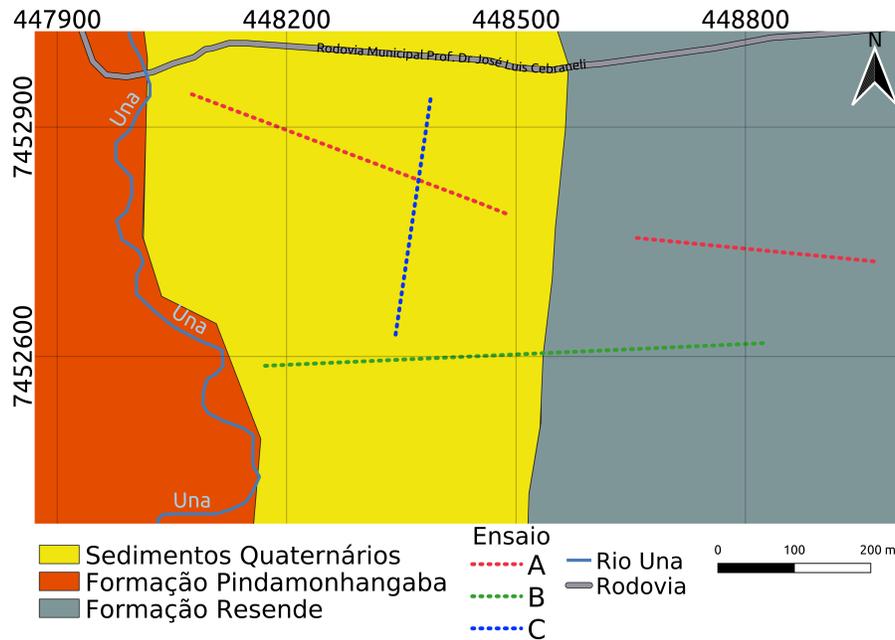


Figura 7: Mapa da área de estudos, com interpretação geológica aproximada e localização dos ensaios sísmicos. Eixo vertical em metros - UTM (Sul); Eixo horizontal em metros - UTM (Oeste); SIRGAS 2000 Zona 23 K.

Tabela 1: Parâmetros de aquisição dos ensaios sísmicos.

	<b>Ensaio A</b>	<b>Ensaio B</b>	<b>Ensaio C</b>
Ano	2012	2015	2016
Fonte Sísmica	Compactador	Compactador	Marreta
Número de geofones (frequência)	96 (14 Hz)	96 (40 Hz)	96 (40 Hz)
Intervalo de amostragem (ms)	1,0	0,5	0,5
Comprimento do registro (s)	1,0	2,5	2,0
Espaçamento entre geofones (m)	2,0	1,0	1,0
Offset mínimo (m)	96 - 2	97 - 75	97 - 75
Offset máximo (m)	284 - 190	191 - 169	191 - 169

Todos os levantamentos visaram a aquisição de dados de reflexão sísmica (CMP - *Common Mid Point*). Outros pesquisadores foram responsáveis pelas aquisições em campo.

A aquisição CMP para o ensaio A ocorreu mantendo-se os geofones fixos e deslocando-se a fonte de 2 metros a cada tiro. Após cada sequência de 48 pontos de tiro, 48 geofones eram movidos para a parte final do arranjo. Nos ensaios B e C, a aquisição CMP foi executada mantendo-se os geofones fixos e a fonte deslocando-se de 2 metros a cada ponto de tiro. Após cada sequência de 12 tiros, 24 geofones eram movidos para a parte final do arranjo.

## 4.2 Sísmica de reflexão

A sísmica de reflexão se baseia na medida do tempo gasto para que a onda sísmica gerada pela fonte sísmica penetre na subsuperfície, seja refletida nas interfaces geológicas e retorne para a superfície sendo registrada por sensores colocados em posições conhecidas. Esse tempo é conhecido como tempo duplo de percurso (*two way time* - TWT). A quantidade de energia refletida depende do contraste da impedância acústica ( $\xi$ ) das camadas (Fig. 8). A impedância acústica é definida por

$$\xi = \rho \times v \quad (1)$$

sendo  $\rho$  é a densidade e  $v$  a velocidade de propagação da onda sísmica na camada.

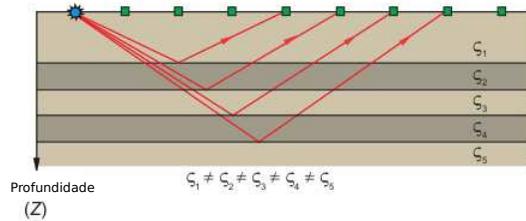


Figura 8: Trajetória do raio sísmico refletido em ambiente com múltiplas camadas (Dentith & Mudge, 2014).

Nos levantamentos sísmicos de reflexão, a disposição dos geofones é projetada de forma a otimizar a detecção da energia refletida. A distância entre a fonte sísmica para o geofone mais próximo (*offset* mínimo) em um levantamento sísmico raso é determinada pela potência da fonte e pela janela temporal e espacial ideal para a identificação do evento sísmico (que depende das características da subsuperfície). Comparando com os levantamentos de refração, o arranjo (distância entre os afastamentos mínimo e máximo) pode ser bem menor, considerando os mesmos alvos em profundidade (Milson & Eriksen, 2011).

Considerando apenas um receptor (geofone), a representação gráfica do dado registrado é chamada de traço sísmico. O conjunto de todos traços sísmicos registrados com a mesma geração de onda é chamado de sismograma de tiro (*shot gather*). Nesses sismogramas o eixo vertical está em função do tempo e o eixo horizontal em função da distancia fonte-receptor (*offset*). O conjunto de traços relativos à resposta sísmica de reflexão em um mesmo ponto médio da superfície é chamado de conjunto CMP. Realizar a reorganização dos traços sísmicos de conjunto de tiro para conjunto CMP é uma das primeiras tarefas do processamento dos dados de sísmica de reflexão.

Identicamente a outros métodos geofísicos, o máximo de esforço possível é aplicado para melhorar a razão sinal/ruído no método de sísmica de reflexão. Uma das etapas de processamento dos dados, o empilhamento (soma de vários traços) visa aumentar essa razão. Como mencionado, a técnica de aquisição CMP permite o agrupamento de vários traços que têm o mesmo ponto médio de reflexão entre a fonte

e os geofones. Na figura 9, por exemplo, o ponto médio comum foi amostrado quatro vezes com a fonte e os geofones em posições diferentes. Nesse caso, a multiplicidade, número de vezes que o mesmo ponto foi amostrado, é de quatro.

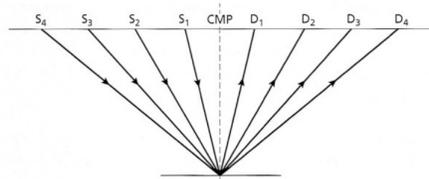


Figura 9: Trajetória de raios sísmicos gerados pela fonte sísmica (S) em diferentes posições detectados pelos geofones (D) que possuem um ponto médio comum (Kearey et al., 2009).

Durante o planejamento da aquisição sísmica para eventos de reflexão, com objetivos já definidos, deve-se levar em conta a resolução lateral e vertical almejadas. A amostragem espacial é igual à metade do espaçamento entre os geofones. Por exemplo, se na figura 10 o espaçamento entre os geofones for de 2 metros, os pontos em subsuperfície serão amostrados a cada 1 metro.

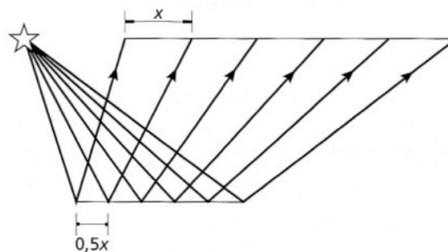


Figura 10: A amostragem espacial é determinada como sendo metade do espaçamento entre os detectores (Kearey et al., 2009).

Teoricamente, a resolução vertical (em profundidade) é dada com sendo um valor entre metade e um quarto do comprimento de onda da *wavelet* (ondaleta) dominante. Por exemplo, se a fonte sísmica produz uma frequência dominante da *wavelet* de 100 Hz se propagando a velocidade de 2000 m/s, só será possível caracterizar camadas com espessuras da ordem de 5 a 10 m. Por resolução vertical ou temporal entende-se

a capacidade do método de registrar distintamente as reflexões de topo e base de uma camada.

O sucesso na aplicação da sísmica de reflexão na investigação rasa depende de vários fatores como fontes e geofones utilizados, planejamento da aquisição, ruídos ambientais, etc. De acordo com Harith (1998), o mais importante é a condição do terreno. As condições do terreno controlam a frequência dominante do dado. A energia de alta frequência é perdida enquanto se propaga pela Terra. Em algumas condições, a maior parte das componentes de alta frequência são atenuadas, restando apenas componentes de baixa frequência. Essa atenuação acarreta na diminuição da resolução. Uma vez que as investigações rasas por sísmica de reflexão visam ao mapeamento de alvos rasos, cujas reflexões podem se situar em tempos da ordem de 10 ms, a separação do sinal da reflexão dos registros da onda direta e refratada é bastante difícil. Esse é um dos grandes desafios no processamento de dados de reflexão rasa.

#### **4.2.1 Processamento dos dados de reflexão**

A aquisição CMP é a técnica usualmente empregada para aquisição dos dados sísmicos. Os dados adquiridos por essa técnica seguem um extenso fluxograma de processamento para se obter a seção final. O produto final depende da qualidade dos dados e da estratégia empregada no processamento.

O processamento de dados sísmicos de reflexão rasa é um tanto diferente do processamento executado na exploração de hidrocarbonetos (Miller, 1992; Baker et al., 1998; Steeples & Miller, 1998). O processamento deve focar em atenuar eventos gerados por ruídos aleatórios e coerentes e realçar as reflexões.

Aspecto importante de ser observado durante o processamento é quanto à eventual geração de artefatos inerentes às técnicas de processamento empregadas. Alguns processamentos, como o emprego de filtros  $f - k$  (frequência - número de onda), por exemplo, podem gerar artefatos numéricos mínimos. Esses artefatos podem levar o intérprete a inferir, na seção final, a existência de feições/estruturas que não refletem a realidade da subsuperfície. A correlação de eventos entre a seção final (interfaces

sísmicas) com reflexões observáveis no dado bruto ou minimamente processado (conjuntos de tiro ou conjuntos CMP) auxilia na identificação desses artefatos numéricos (Baker, 1999).

As principais etapas do processamento empregadas nessa pesquisa foram: atenuação de ruídos; análise de velocidade e correção NMO (*Normal MoveOut*); empilhamento; correção estática e conversão tempo profundidade, que são descritos a seguir.

### **Atenuação de ruídos**

Durante essa etapa do processamento, o máximo esforço é executado com objetivo de atenuar ruídos coerentes e ruídos aleatórios. O emprego de algoritmos como filtro de frequência, eliminação de traços ruidosos e silenciamento de porções do sismogramas é comum durante essa etapa do processamento.

### **Análise de velocidade e correção NMO**

O parâmetro geofísico determinante em levantamentos sísmicos, independente da aplicação e da escala, é a velocidade sísmica. O parâmetro velocidade é utilizado para se realizar a correção NMO e para a conversão dos dados do domínio do tempo para profundidade.

A variação dos tempos de percurso da onda refletida registrada em diferentes geofones alinhados é conhecida como sobretempo (*moveout*). Em casos de um refletor horizontal, a diferença entre o tempo de percurso da onda registrada nos geofones com *offsets* maiores que zero para o tempo associado à incidência e reflexão normal da onda na interface é conhecida como *normal moveout* (NMO) (Reynolds, 2011).

Para executar a correção NMO ou seja, eliminar esse sobretempo de todos os traços de um conjunto CMP é necessário realizar a análise de velocidade. Nessa pesquisa, a análise de velocidade foi realizada utilizando três ferramentas: Painel CVS (*Constant Velocity Stacking*), Painel NMO e Semblance (Fig. 11). O painel CVS empilha dados de alguns conjuntos CMP próximos ao escolhido para análise, empregando diferentes velocidades. O painel NMO realiza a correção NMO para todo o

sismograma CMP escolhido também empregando diversas velocidades. O espectro Semblance é uma medida de coerência normalizada (NS) entre a amplitude do sinal observado com a amplitude de uma hipérbole empilhada associada às diferentes velocidades consideradas nas análises (Yilmaz, 1998). O valor de NS varia entre 0 e 1, sendo 0 referente à coerência mínima entre os sinais, e 1 à máxima. Através da análise dos diversos painéis, determina-se a velocidade adequada para a correção NMO.

### **Empilhamento**

O empilhamento é outra etapa importante do processamento porque a imagem gerada será a base para a interpretação das interfaces geológicas e estruturas da subsuperfície. Após a correção NMO, o dado é empilhado de forma que apenas um único traço corresponde a cada ponto comum (*midpoint*) (Telford, 1990). No empilhamento ocorre interferência destrutiva do sinal aleatório, o que contribui para melhorar a razão sinal/ruído.

### **Correção estática**

Os atrasos ou adiantamentos do tempo de percurso da onda refletida devido às variações de topografia e/ou espessuras da camada superficial de baixa velocidade sísmica (*Low velocity zone*, LVZ) devem ser corrigidos através da operação conhecida como correção estática (Fig. 12). Para fazer essa compensação é necessário adotar modelos de velocidades da subsuperfície rasa bastante precisos. No processo é necessário se conhecer a velocidade e espessura da camada de baixa velocidade, ou uma média dessas variáveis. Quando essa correção é aplicada corretamente, têm-se uma interpretação estratigráfica e estrutural mais verossímil da geologia. Erros na correção também podem provocar perda de resolução vertical e lateral (Marsden, 1993).

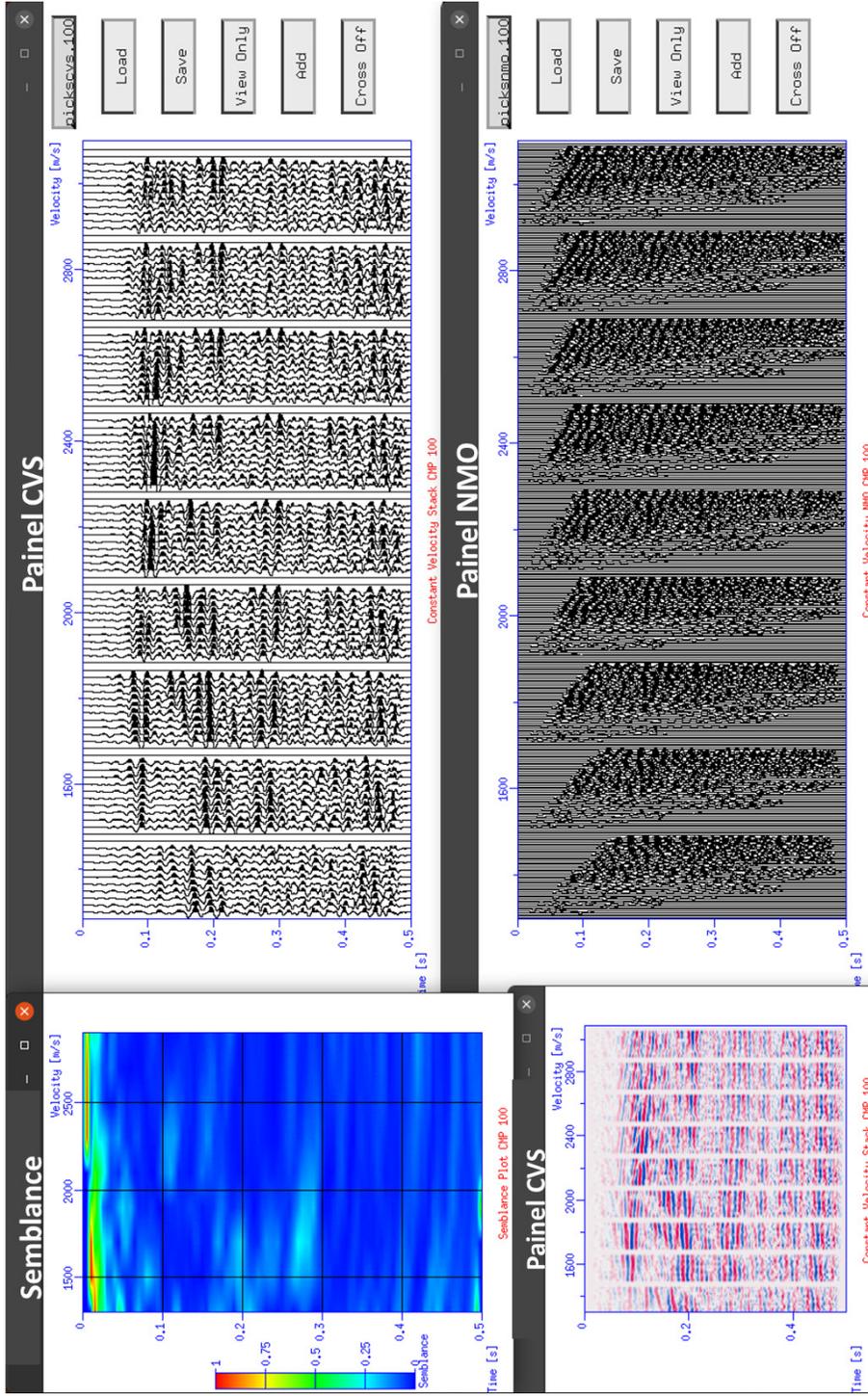


Figura 11: Painel CVS, Painel NMO e Semblance gerados a partir de programas do pacote Seismic Unix (Stockwell, 1999).

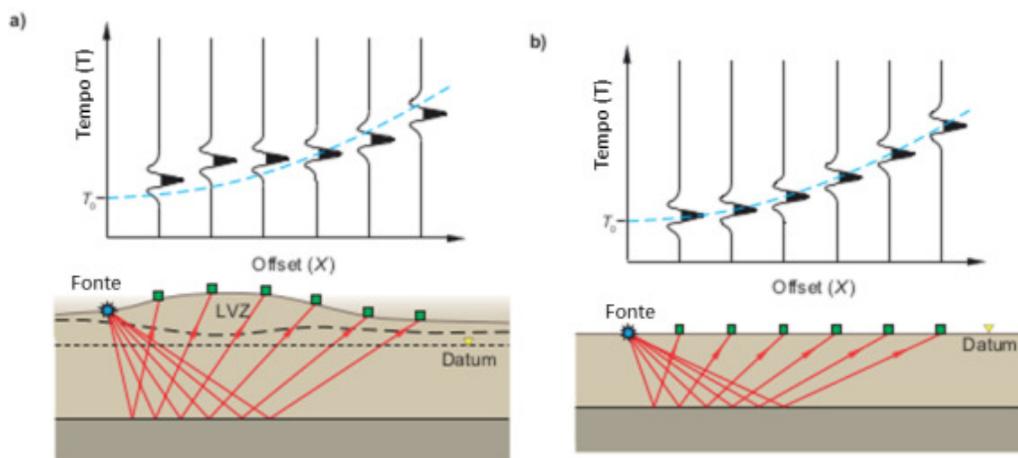


Figura 12: Sismograma a) sem correção estática b) com correção estática (Dentith & Mudge, 2014).

### Conversão tempo profundidade

Para executar a conversão tempo profundidade é necessária informação do gradiente vertical de velocidade. Quanto maior for a precisão da distribuição vertical da velocidade, mais eficaz é a conversão para profundidade.

Uma vez que não encontramos outras informações disponíveis na literatura sobre as velocidades sísmicas para a área investigada (como perfilagens sônicas, por exemplo), a conversão tempo profundidade foi executada exclusivamente com base nas velocidades de empilhamento obtidas da análise de velocidades. A partir dos dados de tempo e velocidade utilizados no empilhamento e com o auxílio da biblioteca *Swin-*tevel** do pacote Seismic Unix (Stockwell, 1999), obtivemos as velocidades intervalares e assim realizamos a conversão tempo profundidade para todos os ensaios.

#### 4.2.2 Fluxogramas de processamento

Os fluxogramas de processamento para cada ensaio são apresentados nas figuras 13, 14 e 15. Para o processamento dos dados foi empregado o *software* de código aberto Seismic Unix (Stockwell, 1999).

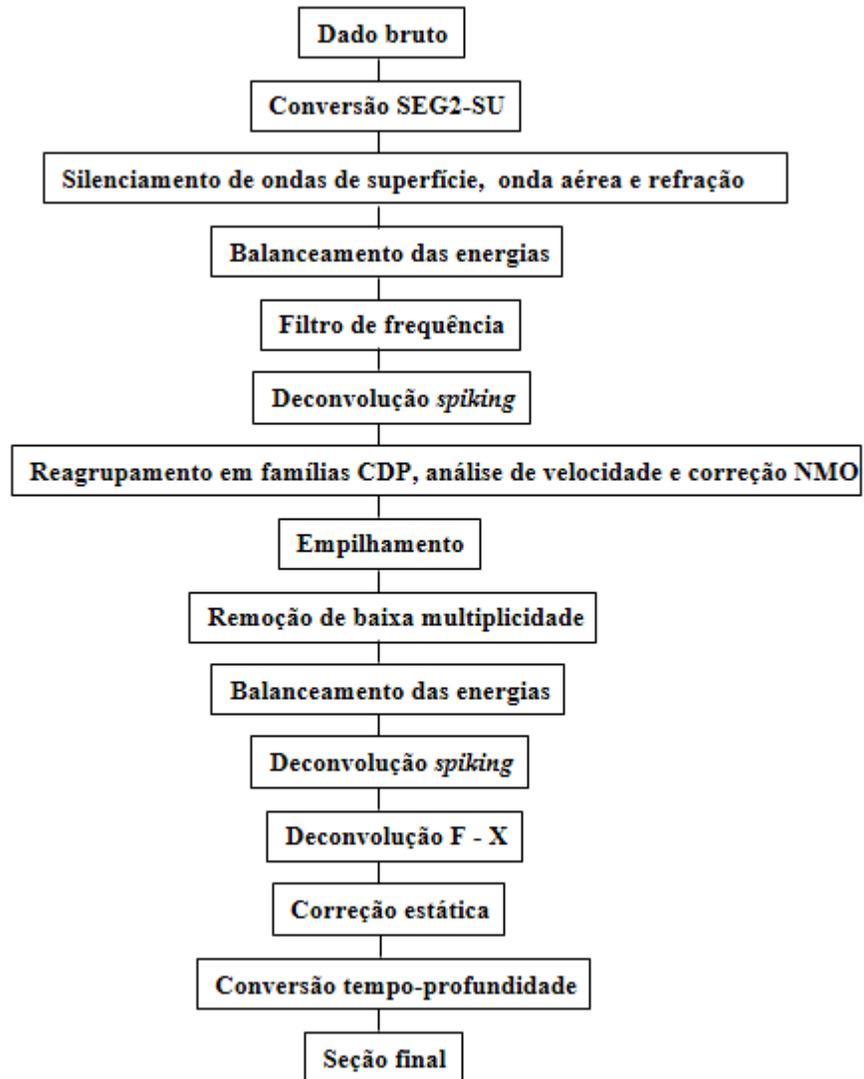


Figura 13: Etapas de processamento para os eventos de reflexão - Ensaio A.

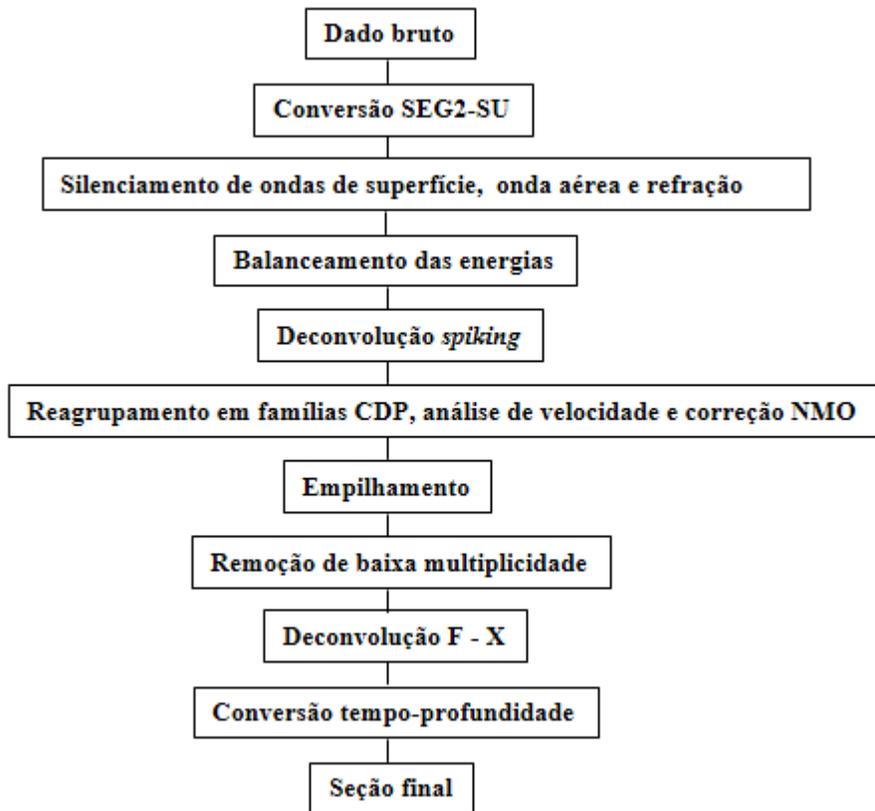


Figura 14: Etapas de processamento para os eventos de reflexão - Ensaio B.

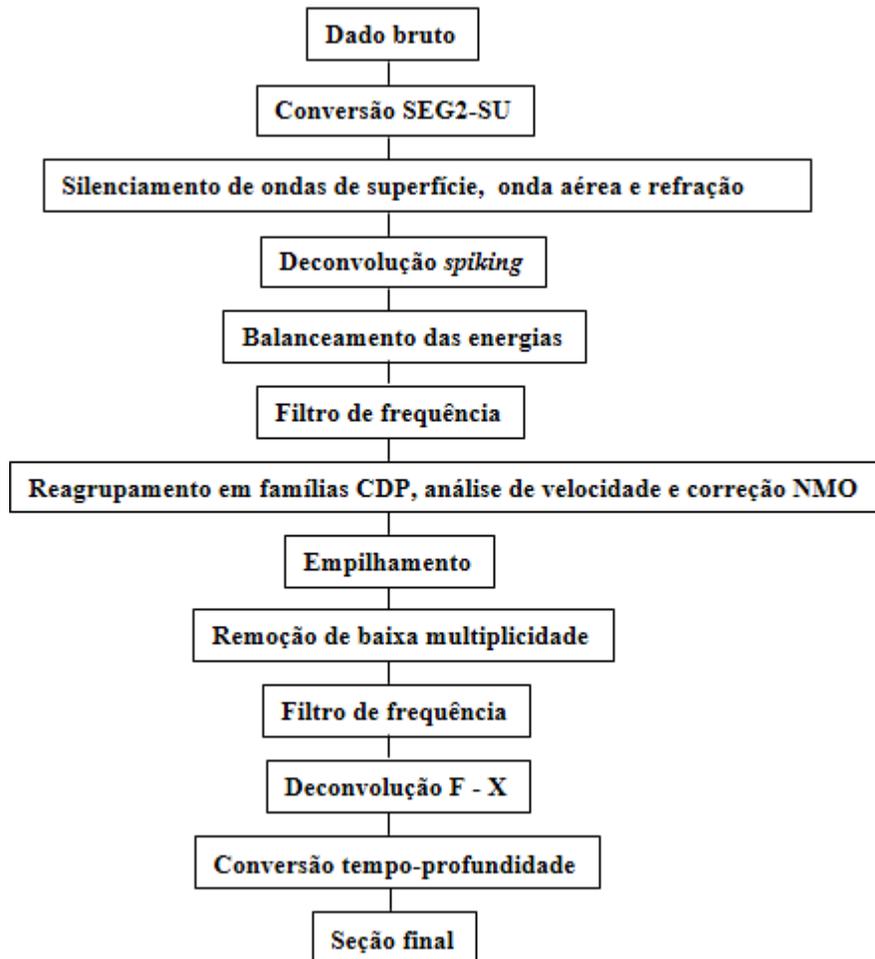


Figura 15: Etapas de processamento para os eventos de reflexão - Ensaio C.

### 4.3 Sísmica de refração

A sísmica da refração foi a primeira técnica utilizada na exploração do petróleo. Atualmente, a maioria dos levantamentos sísmicos de refração tem objetivo de mapear alvos rasos para estudos e investigações nas áreas da geotecnia, águas subterrâneas, meio ambiente, prospecção mineral e para subsidiar a realização das correções estáticas nos levantamentos de reflexão. Levantamentos sísmicos de refração são muito empregados para o mapeamento dos estratos geológicos mais rasos (até profundidades menores que 50 metros) através da análise das variações das velocidades sísmicas dos diferentes estratos presentes.

No método de refração considera-se as ondas refratadas criticamente nas interfaces sendo que há uma distância mínima entre fonte e receptor (*offset*), em que estas passam a ser registradas como primeiras chegadas. Por esta razão, nos levantamentos de refração, é comum que o comprimento da base sísmica seja entre 5 a 10 vezes mais longo que a profundidade de investigação desejada (Kearey et al., 2009). O cenário mais favorável, para aplicação do método é o de interfaces aproximadamente planas e com mergulhos menores que  $10^\circ$ . Pressuposto básico é que a velocidade de propagação da onda em cada camada geológica aumente com a profundidade.

#### 4.3.1 Interpretação dos eventos de refração

Nos registros produzidos por levantamentos sísmicos de refração, usualmente, são utilizados apenas os tempos de percurso das primeiras chegadas da onda P. Nesta pesquisa, a interpretação dos eventos de refração ficou restrita aos dados do ensaio A. Somente nesse ensaio foi empregado *offset* mínimo pequeno o suficiente (2 m) que viabiliza o uso desses dados para interpretar os eventos de refração. A fonte sísmica usada nesse ensaio foi o compactador de solos empregando a técnica *Mini-Sosie* (Barbier et al., 1976; Park et al., 1996). Essa técnica produz *wavelet* de fase mista, por esse motivo a identificação do tempo das primeiras chegadas (picagem) foi feita na parte central da *wavelet* (Fig. 16). Como algumas etapas do processamento (como filtro de frequência, por exemplo) podem gerar alterações na fase da onda, a picagem foi executada nos dados sem processamento algum.

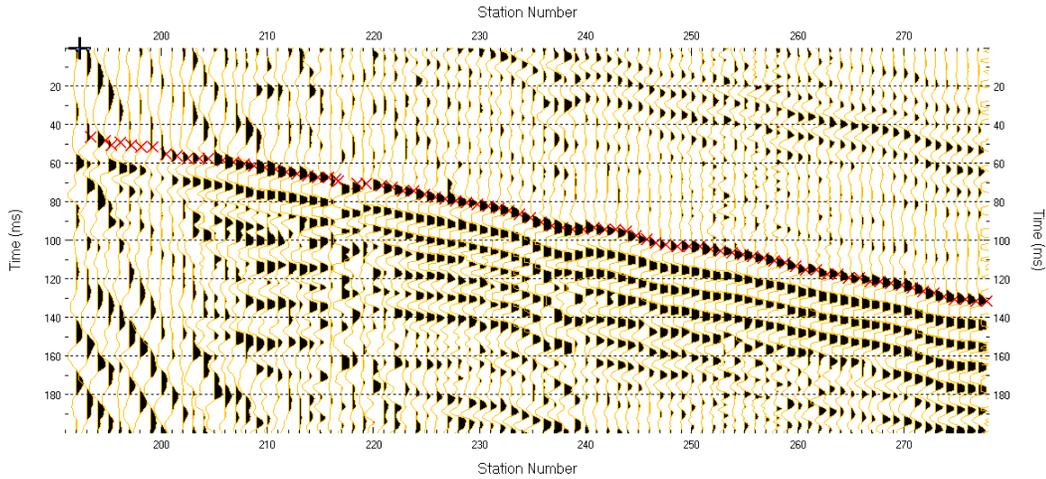


Figura 16: Registro sísmico bruto do ensaio A ilustrando a picagem das primeiras chegadas no centro do lóbulo positivo da *wavelet* refratada. X em vermelho são os tempos das primeiras chegadas identificados.

#### 4.3.2 Imageamento sísmico de refração

Dados sísmicos de refração são usualmente interpretados empregando-se o método recíproco tradicional (Hagedoorn, 1959). Nos anos mais recentes tem se intensificado o emprego de *softwares* de inversão na produção de imagens tomográficas. Há vários softwares comerciais que permitem a produção dessas imagens. Esses softwares partem de modelos com gradiente de velocidade crescente com a profundidade, sem premissas das estruturas na subsuperfície, utilizando apenas o tempo de percurso das primeiras chegadas.

A partir do tempo de percurso das primeiras chegadas extraídos dos dados adquiridos, é criado um modelo inicial de velocidades e assim gerados os dados sintéticos de tempos das primeiras chegadas. A cada iteração são comparados os tempos sintéticos com os tempos extraídos dos dados experimentais. Considerando as diferenças entre os valores dos dados sintéticos e experimentais, o modelo de velocidades versus profundidades é modificado até se chegar um modelo final cuja a diferença entre os tempos seja mínima. Usualmente para finalizar o processo iterativo, leva-se em consideração critérios como a menor média quadrática das diferenças ou o número

de iterações.

Nessa pesquisa, o *software* utilizado para a produção da seção tomográfica foi o Rayfract (Rohdewald, 1999). Dos métodos disponibilizados pelo *software* para produção do modelo inicial de velocidades optamos pelo método Delta-t-V (Gebraude & Miller, 1985; Rohdewald, 1999) por permitir a caracterização de pequenas estruturas como zonas de baixa velocidade e falhas (Sheehan et al., 2005).

A figura 17 apresenta o fluxograma de processamento executado para a obtenção da seção tomográfica a partir dos dados de refração. Após inserir a geometria de aquisição no cabeçalho dos arquivos de dados e identificar as primeiras chegadas, alguns parâmetros foram ajustados de forma a produzir um modelo inicial de velocidades com o mínimo de artefatos computacionais. Após a obtenção do modelo inicial, o Rayfract utiliza o método WET, *Wavepath Eikonal travelttime* (Schuster & Quintus-Bosz, 1993; Woodward & Rocca, 1988) no processo de inversão para gerar a seção tomográfica.

O Rayfract possibilita que o usuário ajuste alguns parâmetros da inversão, e esses ajustes influenciam no resultado da seção tomográfica final gerada. Nesta pesquisa, a escolha dos melhores parâmetros tinham como objetivo reduzir a produção de artefatos computacionais. As principais alterações nos parâmetros da inversão que influenciaram diretamente nos resultados, e uma breve explicação de cada uma delas, são apresentadas a seguir:

- Aumento no número de iterações para inversão da tomografia. Maior número de iterações diminui artefatos computacionais (Jansen, 2010).
- Aumento na variação da largura de influência do percurso da onda (*Wavepath width*). Torna a inversão menos dependente do modelo inicial e mais robusta produzindo uma imagem tomográfica mais suavizada (Frydenlund, 2017)
- Aumento na frequência da onda de percurso (*Wavepath frequency*). Este campo está relacionado com a frequência da fonte (Rohdewald, 1999).
- Método de regressão linear para a produção do modelo inicial: alterado de mínimos quadrados para desvio mínimo. Recomendado para situações de alta

cobertura e picagem de dados com baixa razão sinal/ruído. Desvios mínimos reconhece *outliers* (dados espúrios) e coloca menos peso na hora da inversão (Rohdewald, 1999).

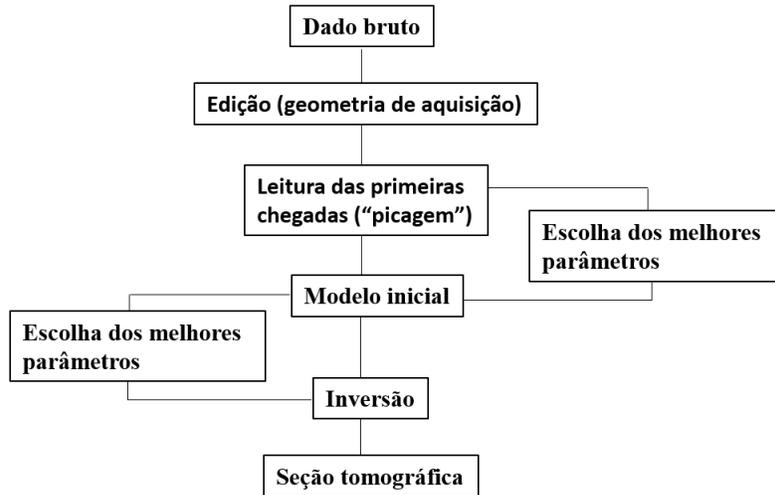


Figura 17: Etapas de processamento para os eventos de refração - Ensaio A. Somente nesse ensaio foi empregado *offset* mínimo pequeno o suficiente (2 m) que possibilitou o uso desses dados para interpretar os eventos de refração.

## 5 Deconvolução aplicada aos dados experimentais

O processo de deconvolução aplicado aos dados sísmicos é usualmente classificado em deconvolução preditiva e *spiking*. Deconvolução *spiking* deve resultar em uma melhoria na resolução vertical, enquanto a preditiva visa a eliminação de múltiplas e/ou reverberações da *wavelet*. Em dados experimentais de sísmica de reflexão rasa, algumas premissas teóricas para obtenção de melhores resultados com esse processo não são observadas. As premissas são: camadas horizontais com velocidade constante, ausência de ruídos, *wavelet* de fase mínima, função refletividade (resposta impulsiva da Terra) representada por uma série aleatória de diferentes coeficientes de reflexão (importante aspecto quando se considera a aplicação da deconvolução preditiva) (Yilmaz, 1998). Como mencionado, essas “violações” dos pressupostos básicos estão mais presentes em dados de sísmica rasa, pois as camadas rasas usualmente apresentam variações de velocidade em profundidade e lateralmente; há frequente presença de ruídos aleatórios e coerentes difíceis de serem atenuados através do processamento, as fontes sísmicas empregadas usualmente não produzem *wavelet* de fase mínima, e finalmente, raramente se observam mais de duas reflexões nos registros sísmicos, longe portanto de uma série aleatória. Por esses motivos é necessária cautela no emprego da deconvolução em dados de sísmica rasa e quando utilizada, é importante a realização de alguns testes para determinação dos parâmetros adequados e para se avaliar a eficácia de seu emprego.

Como um dos desafios dessa pesquisa é alcançar a máxima resolução vertical possível, através de procedimentos na aquisição e no processamento dos dados, para a melhor caracterização de camadas com pequenas espessuras, avaliamos apenas a performance da deconvolução *spiking* nos dados de campo. Como já salientado, a deconvolução preditiva em dados de sísmica rasa esbarra no pressuposto da existência de uma série aleatória de refletividade.

Esse capítulo avalia o efeito na performance da deconvolução *spiking* nos seguintes casos:

- respostas em conjuntos de tiro para diferentes comprimentos do operador de deconvolução (comprimento do filtro);

- respostas em conjuntos de tiro para diferentes níveis de ruído branco (*white noise*);
- respostas nas seções empilhadas quando aplicada em diferentes fases do fluxo-grama de processamento;
- comparação dos efeitos da deconvolução entre dados obtidos com diferentes fontes sísmicas (compactador e marreta) em local próximo.

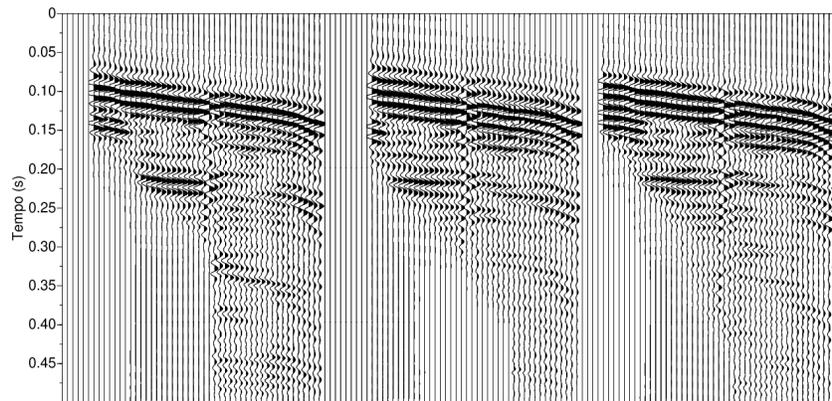
O algoritmo que executa a operação de deconvolução no Seismic Unix é baseado no filtro inverso de Wiener calculado por mínimos quadrados. Uma das premissas desse filtro é a de que a *wavelet* deve ser de fase mínima (Stockwell, 2011). Os parâmetros da deconvolução avaliados nessa pesquisa, do programa Supef do Seismic Unix, são denominados de maxlag (comprimento do operador de deconvolução, em s) e pnoise (nível relativo de *white noise* - ruído branco - adicionado ao dado).

Os testes, em conjuntos de tiro e nas seções empilhadas, foram realizados nos dados dos ensaios A e C porque foram adquiridos com o emprego de fontes sísmicas distintas, além do fato dessas linhas sísmicas se cruzarem. No ensaio A empregou-se a técnica *Mini-Sosie* (fonte compactador), que gera *wavelet* de fase mista. Para o ensaio C, foi empregada a marreta como fonte sísmica que, em tese, produz *wavelet* de fase mínima

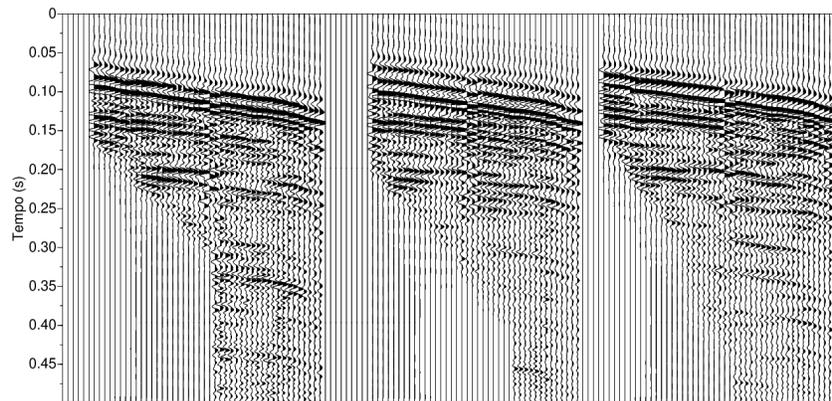
Para avaliar o efeito de diferentes parâmetros na performance da deconvolução, os registros de campo foram preparados com silenciamento (*mute*) das ondas de superfície, aérea e de refração e balanceamento das amplitudes. Em alguns dos sismogramas apresentados a seguir, foi aplicado filtro de frequência passa banda para melhor visualização do resultado da deconvolução. Os espectros de amplitude apresentados nesse capítulo foram gerados a partir dos sismogramas sem a aplicação do filtro de frequência, exceto quando explícito no decorrer do texto.

## 5.1 Efeitos da deconvolução em conjuntos de tiro - Ensaio A

A figura 18a apresenta uma sequência de conjuntos de tiro contendo reverberações e eventos de reflexão em aproximadamente 0,15; 0,17 e 0,20 s. A ação da deconvolução nos conjuntos de tiro (Fig. 18b) atenua reverberações, aumenta resolução vertical e evidencia as reflexões. Processo de deconvolução gera ruídos de alta frequência e baixa amplitude no registro.



(a)



(b)

Figura 18: (a) Conjuntos de tiro. (b) Após deconvolução *spiking*. Comprimento do filtro = 0,02 s. Nível relativo de *white noise* = 0,1.

A figura 19 apresenta outro conjunto de tiro do ensaio A e seus respectivos autocorrelogramas e espectros de amplitude, antes (Fig. 19a) e após (Fig. 19b) o processo de deconvolução. Aqui também observa-se que a deconvolução atenua reverberações e evidencia reflexões. Os autocorrelogramas com e sem deconvolução atestam a compressão da *wavelet* pela operação de deconvolução. No espectro de amplitude anterior à deconvolução, observa-se que a faixa com maiores amplitudes é estreita. A deconvolução alarga e aplanar a faixa das frequências dominantes do espectro.

O comprimento do operador de deconvolução é um dos parâmetros que determinam o resultado da deconvolução. Em tese, para que o processo de deconvolução resulte na resposta impulsiva da Terra, ou seja, converta a *wavelet* a um *spike*, o filtro deve ter infinito número de coeficientes, o que na prática é impossível de se alcançar. Todo operador de filtro é truncado em algum ponto; quanto maior for o operador de deconvolução, melhor seu resultado. Como para dados de reflexão rasa, várias das premissas essenciais para a eficácia do filtro de Wiener são violadas, avaliamos a performance da deconvolução com o emprego de operadores curtos e longos.

Durante estes testes, o nível relativo do *white noise* foi mantido constante em 0,1. No conjunto de tiro sem deconvolução apresentado na figura 20, o registro é dominado por reverberação que torna difícil identificar reflexões. Deconvolução atenua reverberação e permite caracterizar reflexões em aproximadamente 0,16; 0,20; 0,26 e 0,37 s. Filtros mais longos geraram ruídos mais bem identificados na zona silenciada. Para o comprimento do operador igual a 0,1 s, uma feição que eventualmente poderia ser interpretada como um evento de reflexão foi “criada” em 0,32 s. Quando o comprimento do operador é igual ao comprimento do registro, a zona silenciada foi contaminada por dados artificiais com menor amplitude.

Como já poderia se esperar, o espectro de amplitude antes da deconvolução possui faixa estreita das amplitudes dominantes. Mesmo considerando os diferentes comprimentos do operador testados, o espectro é alargado e aplanado (Fig. 21).

Nessa avaliação, observou-se que não houve relação direta entre o aumento do comprimento do operador e melhoria dos resultados. Os espectros de amplitude resultantes contém maiores amplitudes no mesmo intervalo de frequência, ou seja,

aumento no comprimento do operador, neste caso, não altera significativamente o resultado.

Para avaliar o efeito de diferentes níveis relativos de *white noise* na performance da deconvolução, mantivemos o comprimento do operador constante em 0,02 s. O conjunto de tiro de entrada (sem deconvolução) apresentado na figura (Fig. 22) contém reverberações e *wavelet* de período mais longo. Independente do nível relativo de *white noise*, deconvolução atenua as reverberações. Nesse conjunto de tiro, a operação de deconvolução comprime as reflexões em aproximadamente 0,21; 0,23 e 0,28 s. Observamos que incrementos nos níveis de *white noise* reduzem a eficácia em comprimir a *wavelet*. Deconvolução também atua de diferentes formas com relação ao ruído de alta frequência adicionado aos dados, menores níveis relativos de *white noise* produziram sismogramas com maior quantidade de ruído de alta frequência.

Em todos os cenários, a deconvolução obtém relativo sucesso em alargar os espectros das frequências dominantes (Fig. 23). Menores níveis relativos de *white noise* aplanam o espectro com maior sucesso se comparado com maiores níveis relativos de *white noise*.

O aumento do *white noise* não implica em efeito prejudicial na deconvolução necessariamente. Diferentes níveis relativos de *white noise* devem ser testados visando a obtenção de melhores resultados.

Nos sismogramas dos conjuntos de tiro desta pesquisa, concluímos que o comprimento do operador em 0,02 s e o nível relativo de *white noise* em 0,1 foram os parâmetros mais adequados para a operação de deconvolução.

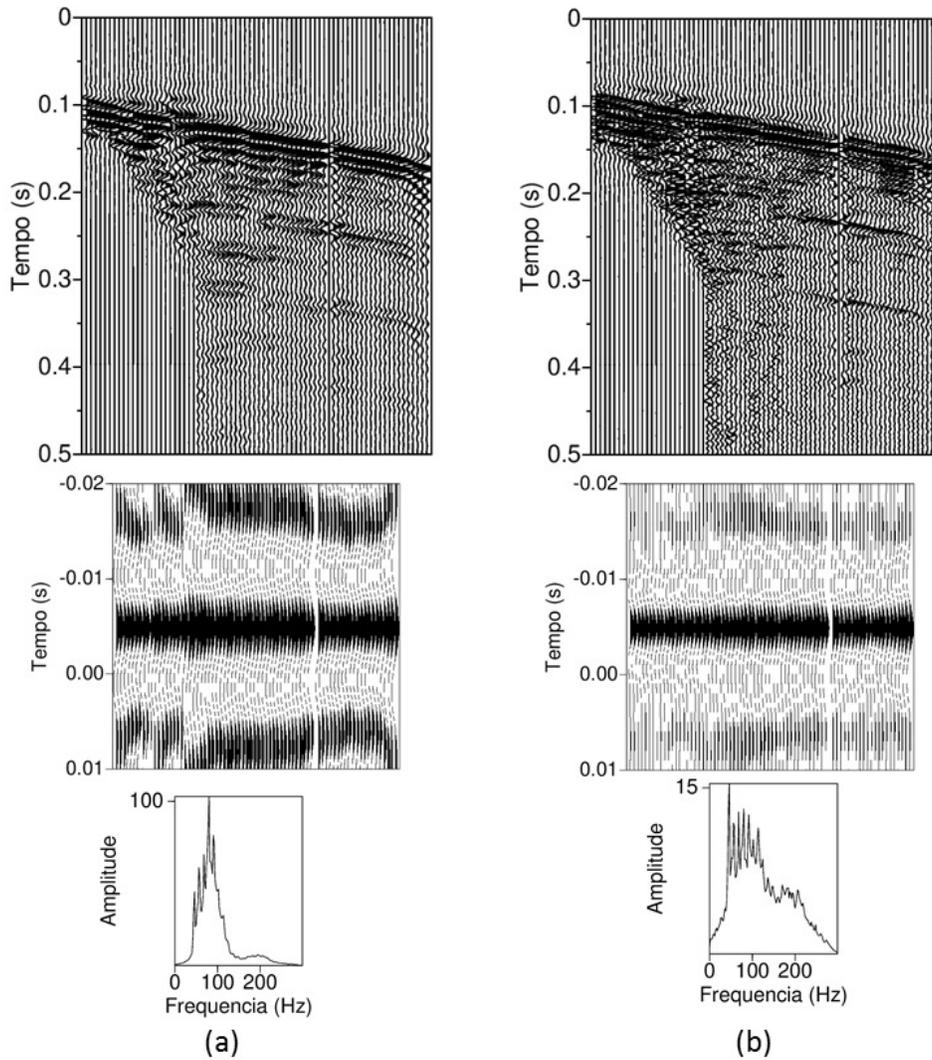


Figura 19: (a) Conjunto de tiro e seu espectro de amplitude e autocorrelograma. (b) Após deconvolução *spiking*. Comprimento do filtro = 0,02 s. Nível relativo de *white noise* = 0,1.

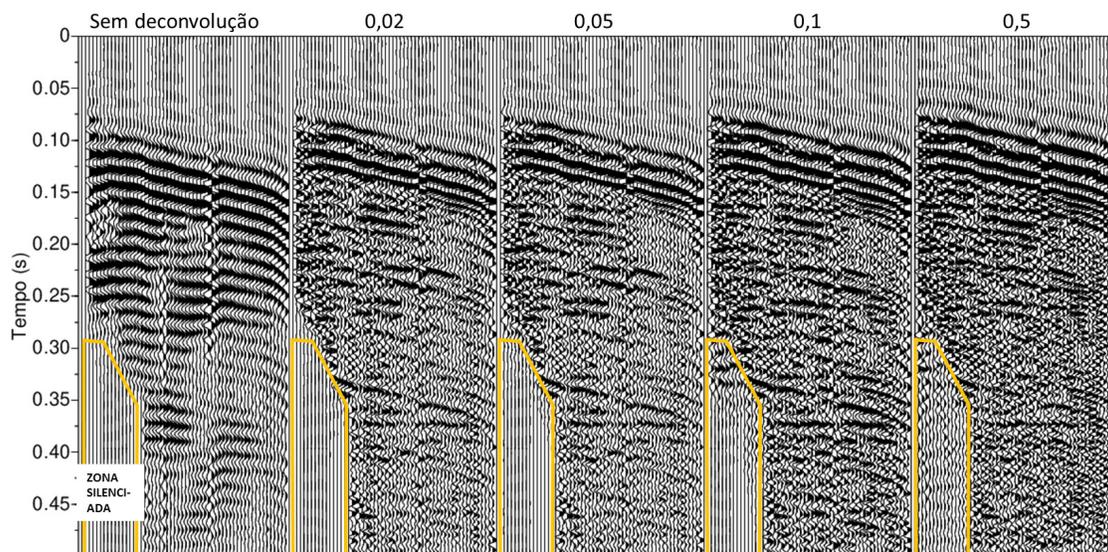


Figura 20: Resultados da deconvolução *spiking* para diferentes comprimentos do filtro (indicados na parte superior, em s). Maiores comprimentos do filtro geram artefatos na zona silenciada. Nível relativo do *white noise* constante e igual a 0,1.

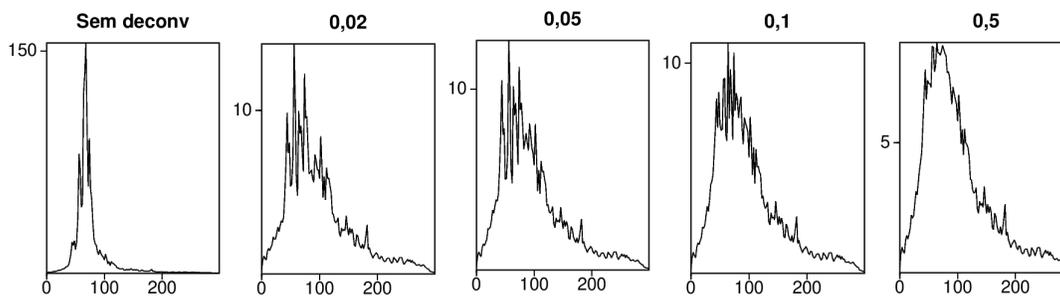


Figura 21: Espectro amplitude para diferentes comprimentos do operador (indicados na parte superior). Eixo horizontal - Frequência (Hz). Eixo vertical - Amplitude. Nível relativo do *white noise* constante e igual a 0,1.

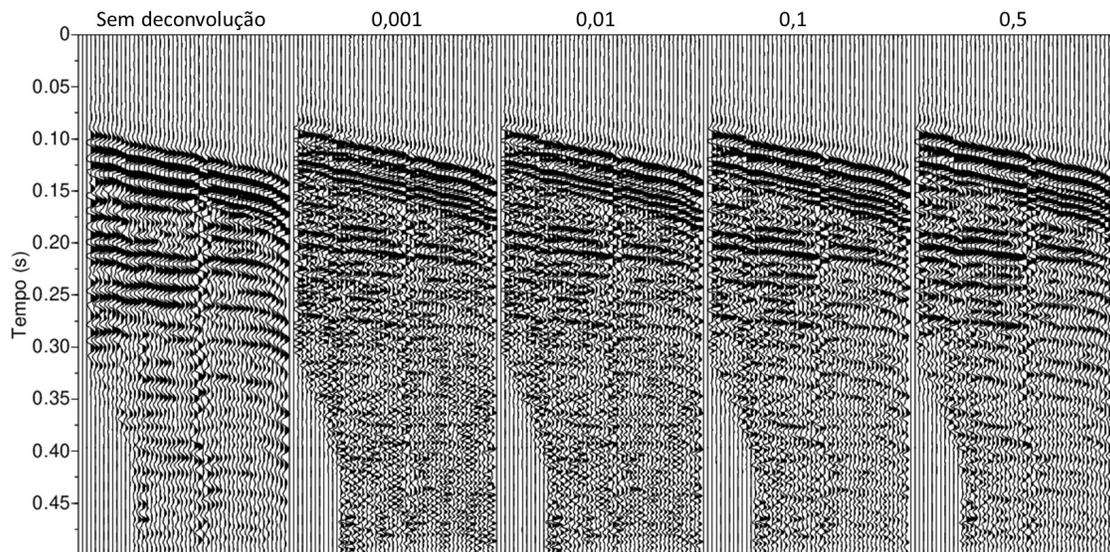


Figura 22: Resultados da deconvolução *spiking* para diferentes níveis relativos de *white noise* (indicados na parte superior). Maiores níveis relativos de *white noise* reduzem a eficácia da deconvolução em comprimir a *wavelet*. Comprimento do operador constante e igual 0,02 s.

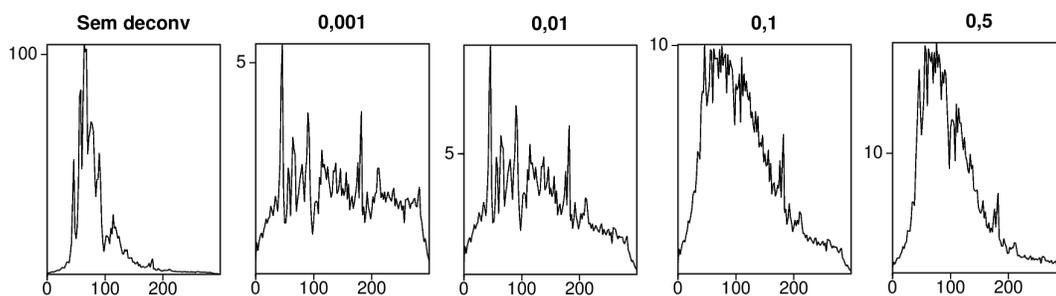


Figura 23: Espectro amplitude para diferentes níveis do *white noise* (indicados na parte superior). Eixo horizontal - Frequência (Hz). Eixo vertical - Amplitude. Comprimento do operador constante e igual a 0,02 s.

## 5.2 Efeitos da deconvolução em seções empilhadas - Ensaio A

Para avaliar a performance da deconvolução nas seções empilhadas, diferentes seções foram geradas com fluxogramas de processamento distintos (Fig. 24). Os parâmetros da deconvolução aplicada antes e depois do empilhamento foram diferentes. As seções empilhadas resultantes podem ser observadas nas figuras 25 e 26.

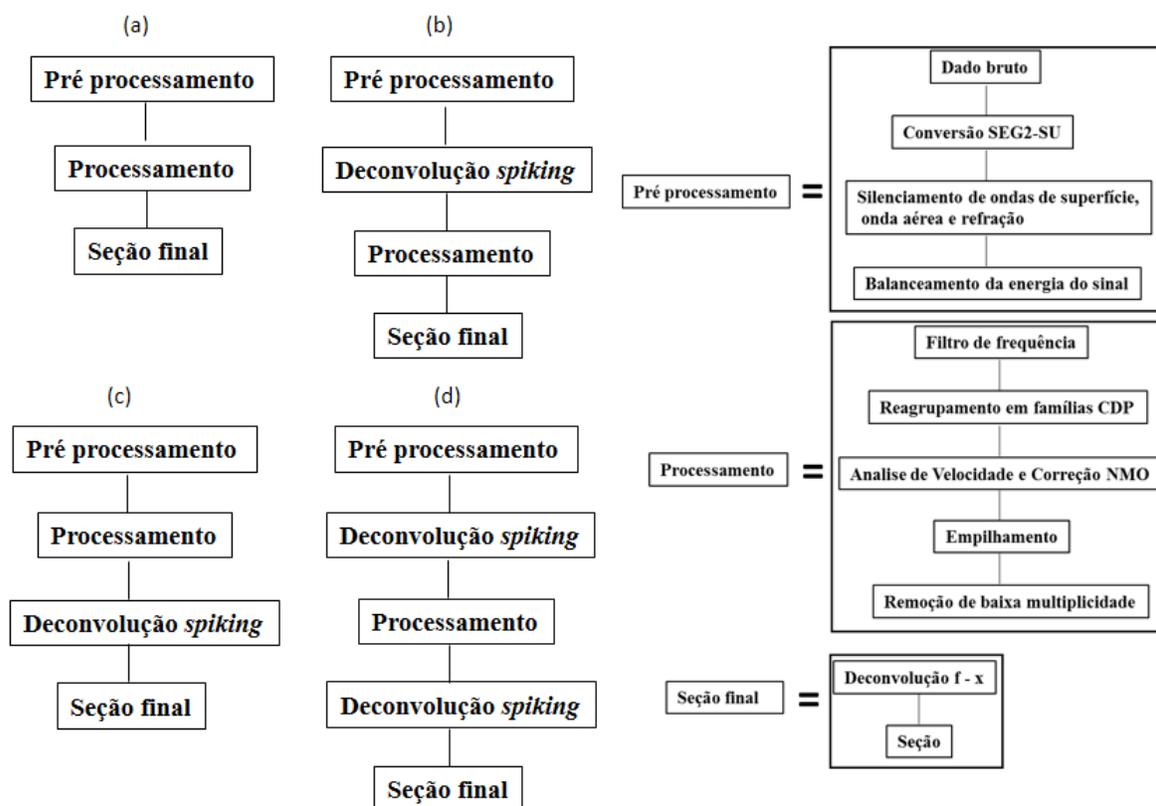


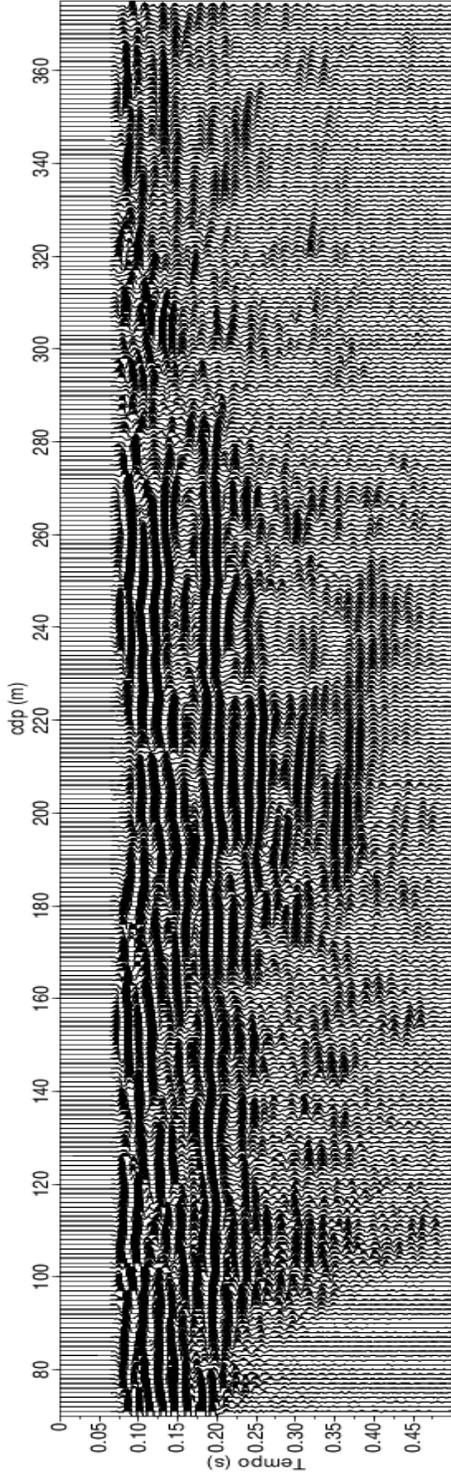
Figura 24: Fluxograma de processamento (a) sem deconvolução, (b) deconvolução pré-empilhamento, (c) deconvolução pós empilhamento, (d) deconvolução pré e pós empilhamento.

Comparando as seções empilhadas obtidas, a seção não deconvolvida (Fig. 25a) apresenta *wavelet* com período mais longo e reverberação bem relevante. O processo de deconvolução comprime a *wavelet* e atenua as reverberações (Figs. 25b, 26a e

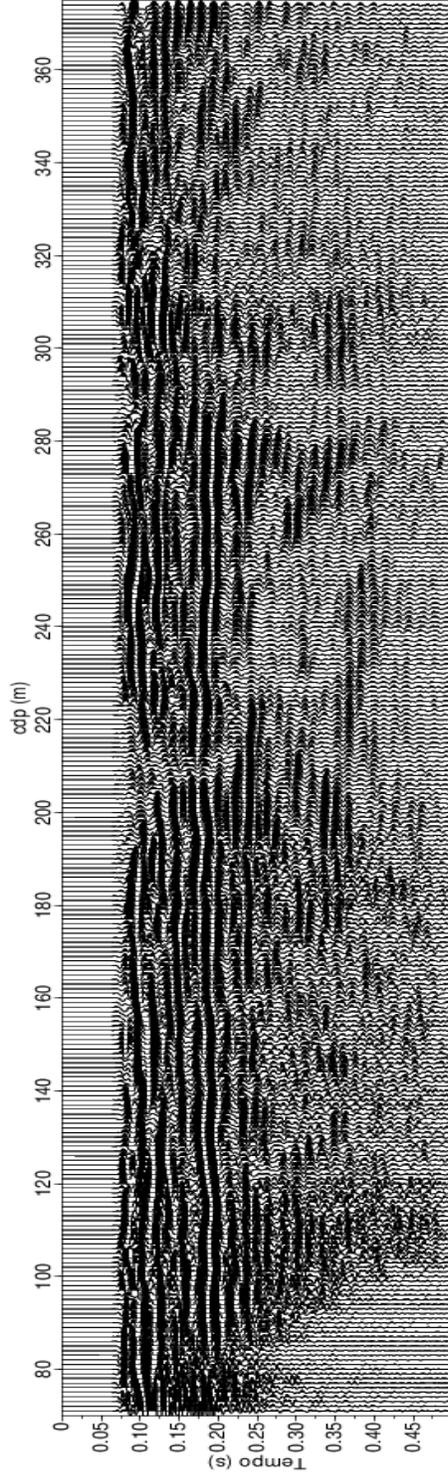
26b). Ruído de alta frequência adicionado pelo processo de deconvolução é mais evidenciado quando a deconvolução é aplicada antes e após o empilhamento (Fig. 26b). Observamos que a aplicação da deconvolução das diferentes formas testadas produziram resultados diferentes no realce de alguns refletores, por exemplo na janela de tempo entre 0,25 e 0,40 s entre os cdps 180-220 (Figs. 25 e 26).

O espectro de amplitude gerado a partir da seção sem deconvolução possui faixa estreita de frequências dominante (Fig. 27). O processo de deconvolução alarga a faixa de frequências dominantes nos espectros. Quando a deconvolução é aplicada apenas após o empilhamento, observa-se que o espectro apresenta maior intervalo de frequências dominantes e torna-se aplanado.

Elegemos a seção produzida com a deconvolução apenas antes do empilhamento como a que produz melhores resultados, porque apresenta refletores com maior continuidade lateral e menor quantidade de ruído de alta frequência, quando comparado com as outras seções deconvolidas. Concluindo, a deconvolução apesar de não ter produzido resultados excelentes propiciou sensível melhora na resolução vertical e continuidade lateral dos refletores. Consideramos que a fase mista produzida pela fonte sísmica do tipo compactador (Método Mini-Sosie) e os altos níveis de ruídos nos conjuntos de tiro são fatores limitantes para a obtenção de melhores resultados com a deconvolução neste caso.

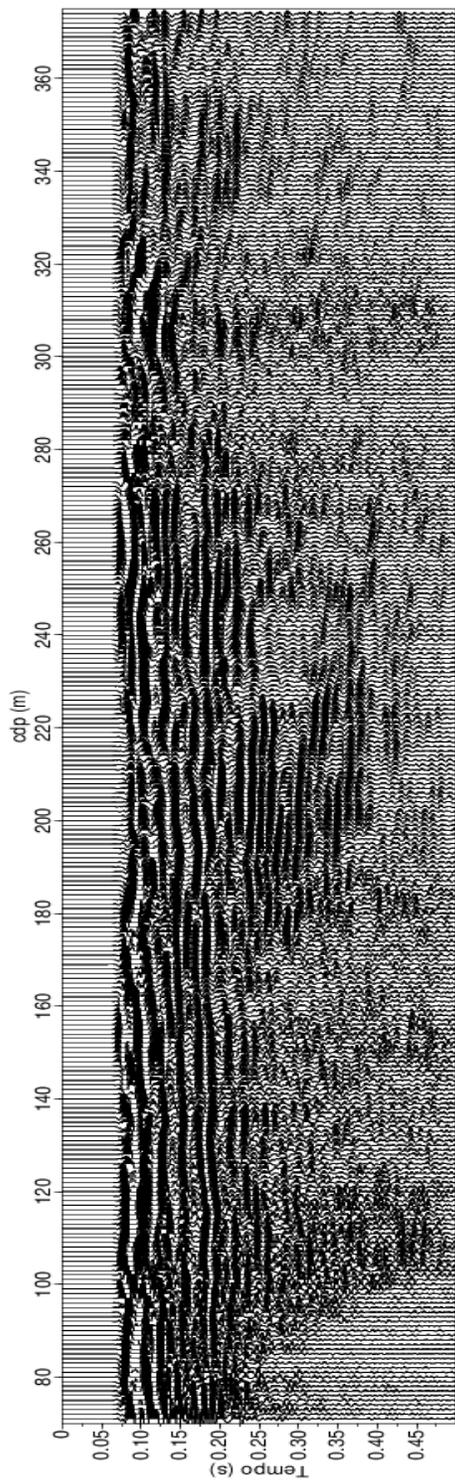


(a) Seção empilhada sem deconvolução

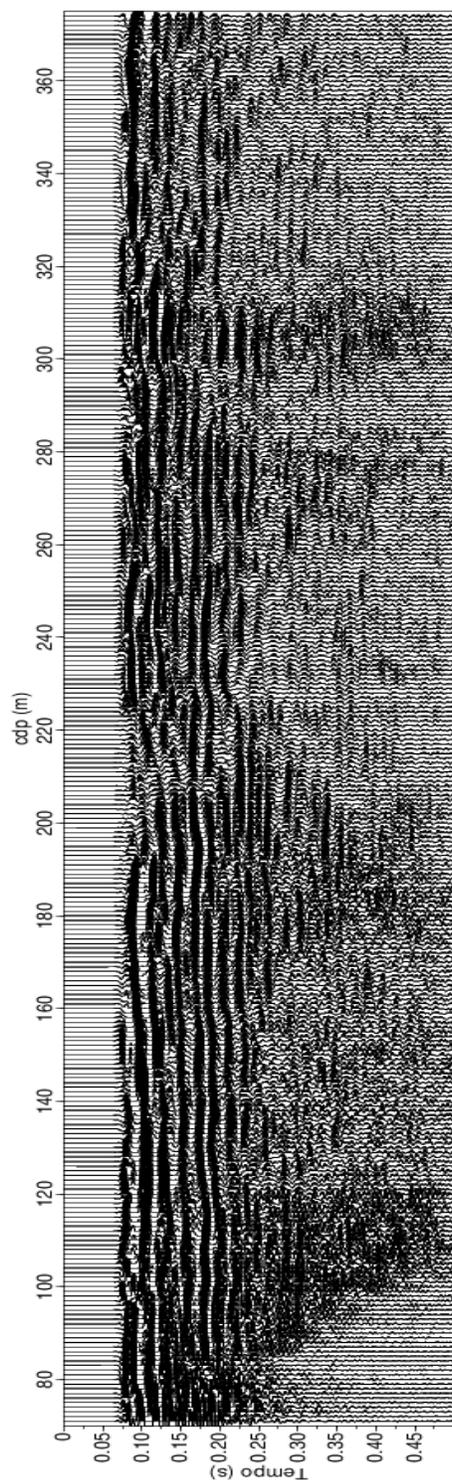


(b) Seção empilhada com deconvolução antes do empilhamento

Figura 25: Parte 1: Teste de deconvolução em seções empilhadas. Parâmetros da deconvolução antes do empilhamento: Comprimento do operador = 0,2 s, Nível relativo de *white noise* = 0,1. Parâmetros da deconvolução após o empilhamento: Comprimento do operador = 0,11 s, Nível relativo de *white noise* = 0,1.



(a) Seção empilhada com deconvolução após o empilhamento



(b) Seção empilhada com deconvolução antes e após o empilhamento

Figura 26: Parte 2: Teste de deconvolução em seções empilhadas. Parâmetros da deconvolução antes do empilhamento: Comprimento do operador = 0,2 s, Nível relativo de *white noise* = 0,1. Parâmetros da deconvolução após o empilhamento: Comprimento do operador = 0,11 s, Nível relativo de *white noise* = 0,1.

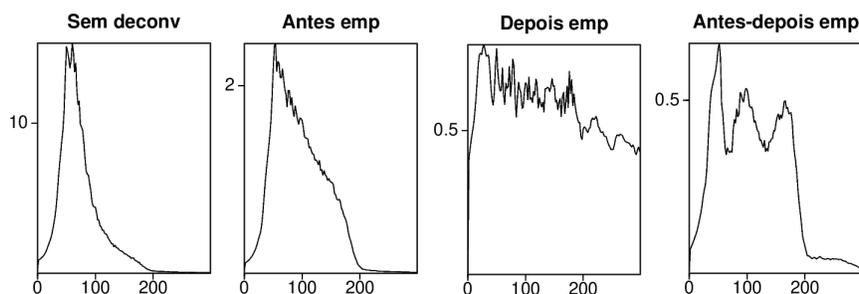


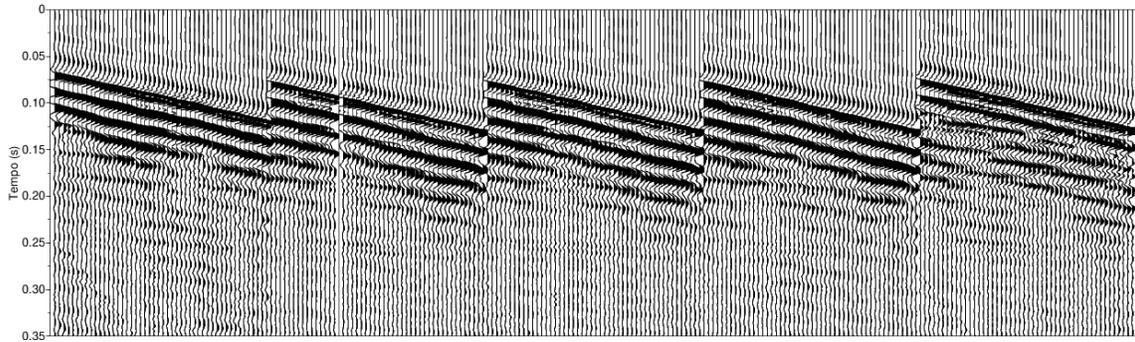
Figura 27: Espectro amplitude das seções empilhadas. Eixo horizontal - Frequência (Hz). Eixo vertical - Amplitude. Parâmetros da deconvolução antes do empilhamento: Comprimento do operador = 0,2 s, Nível relativo de *white noise* = 0,1. Parâmetros da deconvolução após o empilhamento: Comprimento do operador = 0,11 s, Nível relativo de *white noise* = 0,1.

### 5.3 Efeitos da deconvolução em conjunto de tiro - Ensaio C

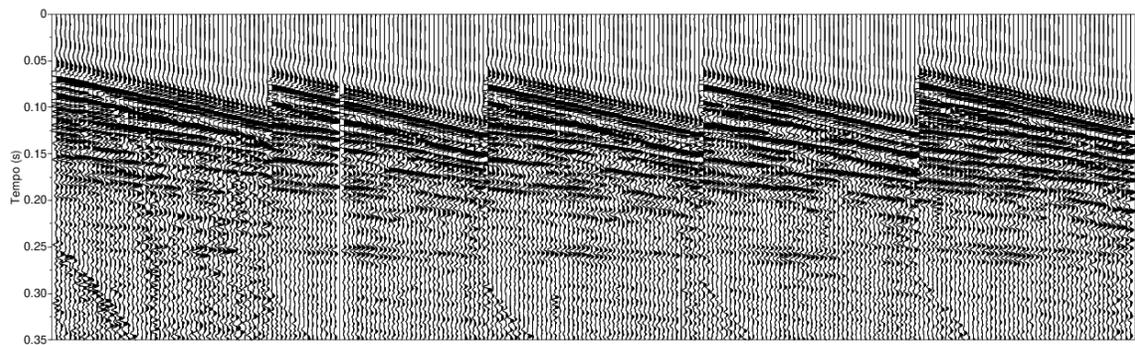
Os sismogramas de conjuntos de tiro apresentados a seguir foram processados com silenciamento de ruídos coerentes, balanceamento das energias, deconvolução *spiking* e filtro de frequência. A figura 28 apresenta sequência de conjuntos de tiro sucessivos, sem e com aplicação da deconvolução. Essa operação atenua reverberações, com sutil melhora da resolução vertical, mas também introduz ruído de alta frequência. De qualquer forma, a deconvolução evidencia significativamente as reflexões em aproximadamente 0,15; 0,17; 0,21 e 0,25 s.

A figura 29 apresenta outro conjunto de tiro antes e após a aplicação da deconvolução, e os respectivos autocorrelogramas e espectros de amplitude. O sismograma sem deconvolução apresenta reverberação e eventos de reflexão em aproximadamente 0,12 e 0,15 s. Além de atenuar a reverberação, a deconvolução realça reflexões em aproximadamente 0,15 e 0,17 s, enquanto que o evento em 0,12 s é mascarado pelo ruído gerado no processo. Claramente, a *wavelet* do sismograma deconvolvido apresenta menor período e o espectro de amplitude passa a apresentar larga banda das frequências dominantes, podendo ser considerado plano até 200 Hz.

Os resultados da deconvolução para diferentes comprimentos do operador são apresentados na figura 30, mantendo-se o nível relativo de *white noise* constante em 0,1. O conjunto de tiro, antes da operação de deconvolução, contém reverberação que inviabiliza a identificação de eventos em tempos anteriores a 0,14 s. A deconvolução atenua a reverberação e melhora a resolução vertical. A deconvolução executada com menores comprimentos do operador realça reflexões nos tempos aproximados de 0,14; 0,17 e 0,25 s. Para o maior comprimento do operador testado (0,35 s), a operação



(a)



(b)

Figura 28: (a) Sequência de conjuntos de tiro. (b) Após deconvolução *spiking*. Comprimento do filtro = 0,02 s. Nível relativo de *white noise* = 0,1.

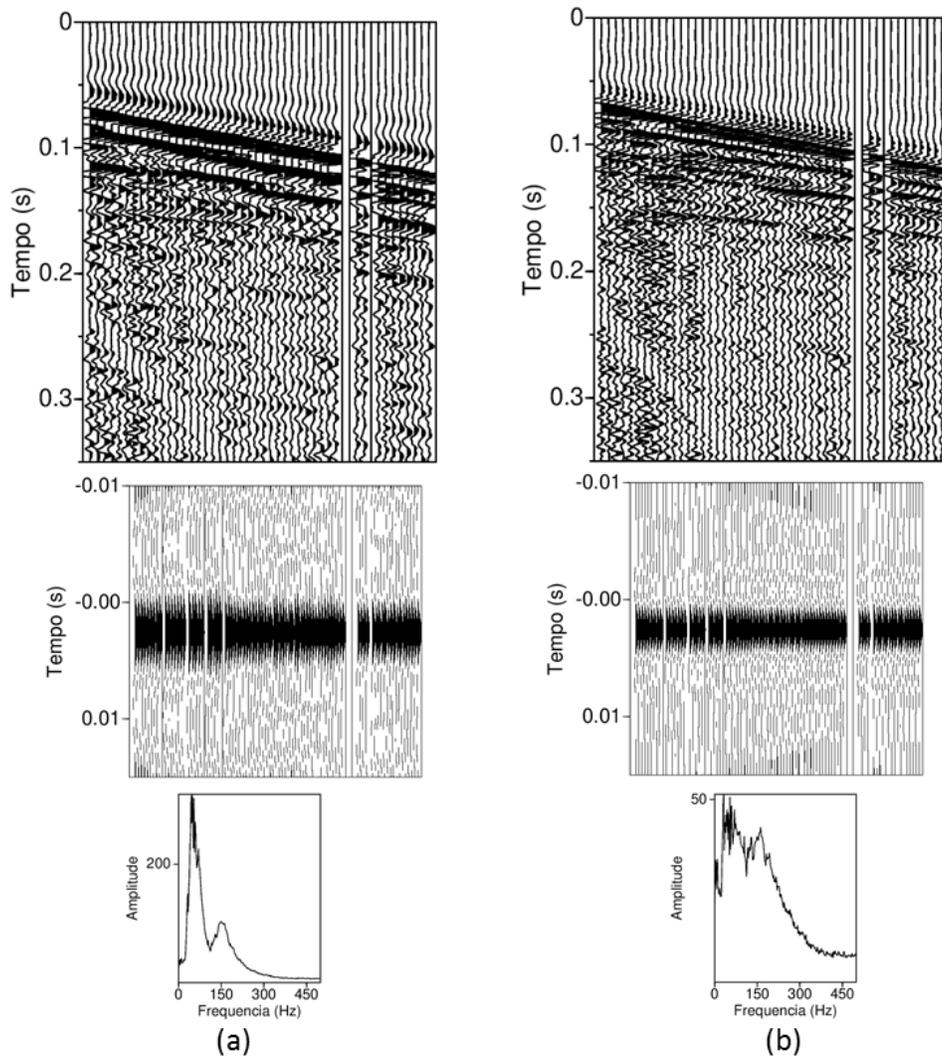


Figura 29: (a) Conjunto de tiro, autocorrelograma e espectro de amplitude. (b) Após deconvolução *spiking*. Comprimento do filtro = 0,02 s. Nível relativo de *white noise* = 0,1.

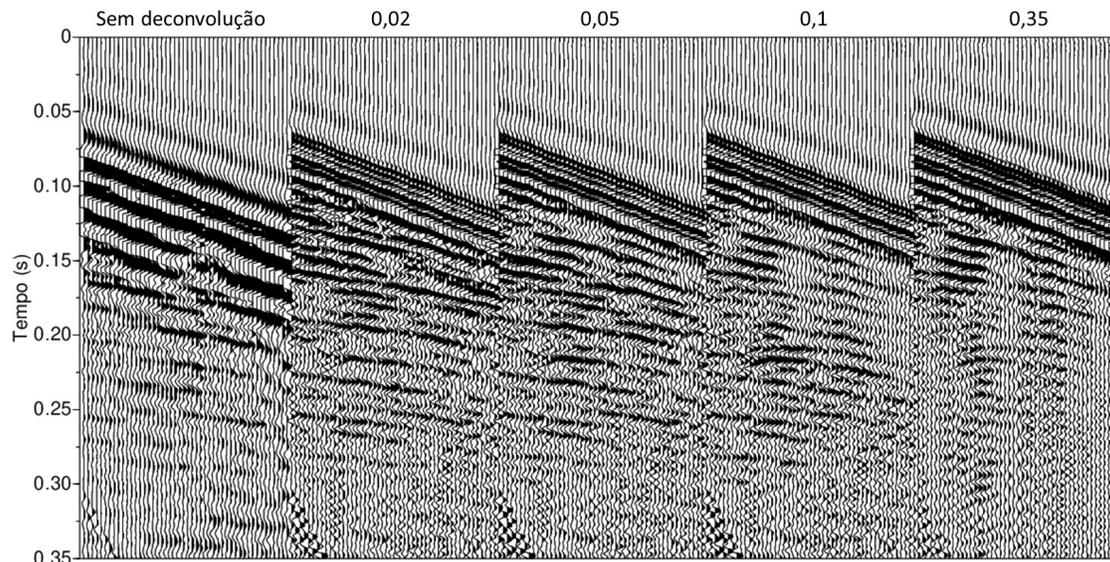


Figura 30: Resultados da deconvolução *spiking* para diferentes comprimentos do filtro (indicados na parte superior, em s). Nível relativo do *white noise* constante e igual a 0,1.

de deconvolução degrada o sinal.

O espectro de amplitude do conjunto de tiro sem deconvolução (Fig. 31) possui curta faixa de frequências dominante. Ação da deconvolução resulta no aplanamento e alargamento das frequências com maior amplitude do espectro.

Observa-se que os melhores resultados foram obtidos com os menores comprimentos do operador. Os respectivos espectros de amplitude resultantes foram relativamente semelhantes, o que torna difícil determinar qual foi mais eficaz em aplanar e alargar a banda das frequências dominante.

Os testes para a avaliar o desempenho da deconvolução para diferentes níveis relativos de *white noise* foram realizados com comprimento do operador constante de 0,02 s. O conjunto de tiro sem deconvolução contém reverberações e indícios de reflexão nos tempos aproximados de 0,13; 0,15 e 0,18 s (Fig. 32). A deconvolução atenua as reverberações, melhora a resolução vertical e realça os eventos de reflexão. Diferentes níveis relativos de *white noise* empregados produzem diferenças sutis na geração de ruído de alta frequência nos sismogramas.

O espectro de amplitude do conjunto de tiro sem deconvolução apresenta estreita faixa de frequências dominantes (Fig. 33). Para todos os níveis relativos de *white noise* testados, a deconvolução alarga o espectro das frequências dominan-

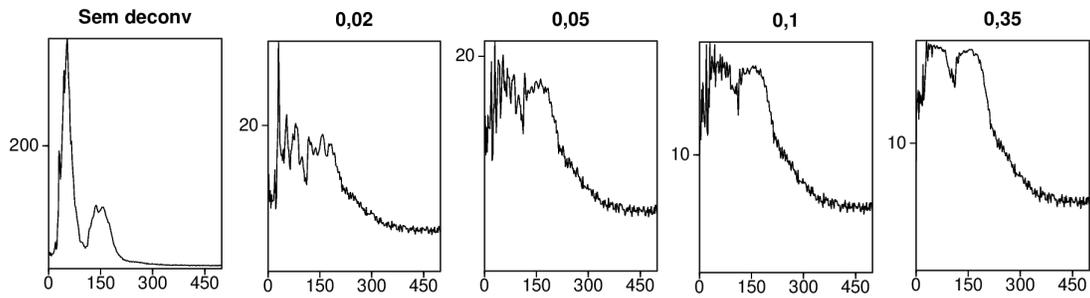


Figura 31: Espectro amplitude para diferentes comprimentos do operador (indicados na parte superior). Eixo horizontal - Frequência (Hz). Eixo vertical - Amplitude. Nível relativo do *white noise* constante e igual a 0,1.

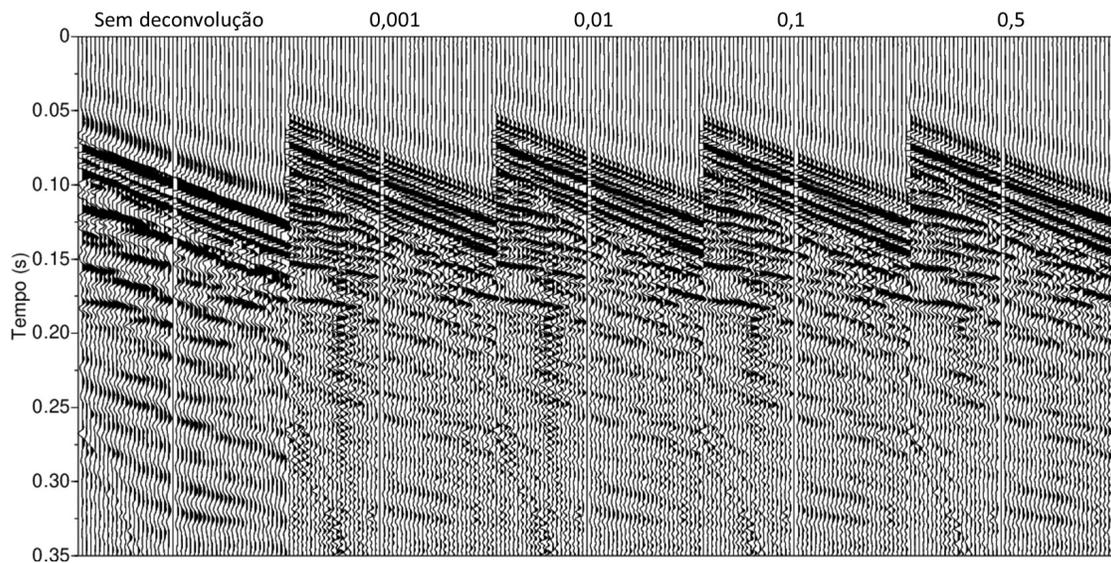


Figura 32: Resultados da deconvolução *spiking* para diferentes níveis relativos de *white noise* (indicados na parte superior). Comprimento do operador constante e igual 0,02 s.

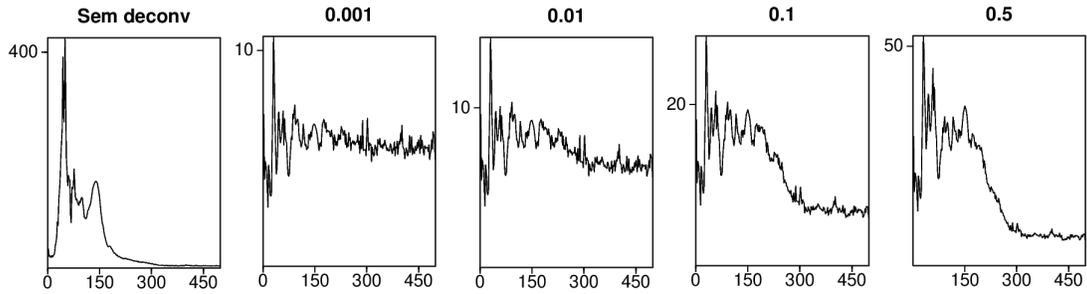


Figura 33: Espectro amplitude para diferentes níveis do *white noise* (indicados na parte superior). Eixo horizontal - Frequência (Hz). Eixo vertical - Amplitude. Comprimento do operador constante e igual a 0,02 s.

tes. Menores níveis relativos de *white noise* aplanam o espectro com maior sucesso. Aumentando-se o nível relativo de *white noise*, observa-se estreitamento da banda de frequências dominantes.

Analisando apenas os espectros de amplitude, observa-se que o menor nível de *white noise* é o que melhor aplanam e alarga a faixa das frequências dominantes. No entanto, observando apenas os resultados nos sismogramas, todos resultados foram igualmente satisfatórios, nenhum se destacando mais que os outros.

## 5.4 Efeitos da deconvolução em seções empilhadas - Ensaio C

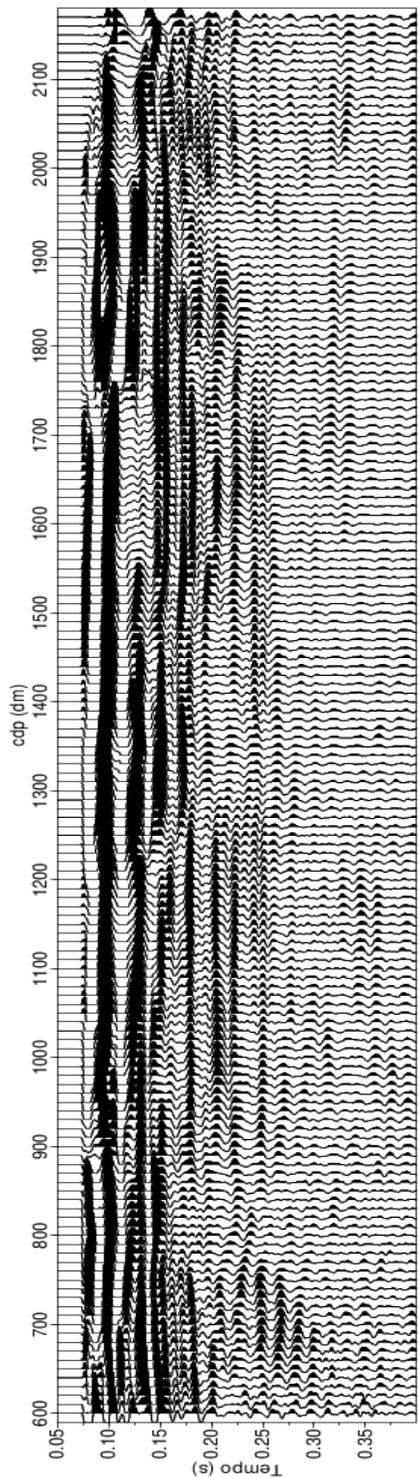
Para avaliar o desempenho da deconvolução em diferentes etapas do processamento, as seções empilhadas foram geradas a partir dos diferentes fluxogramas de processamento apresentados na figura 24 com apenas uma diferença: quando a deconvolução foi executada após o empilhamento foi aplicado filtro de frequência passa-banda.

A seção empilhada sem deconvolução apresenta refletores contínuos, planos e *wavelet* com período mais longo (Fig. 34a). A operação de deconvolução provoca melhora na resolução vertical, permitindo identificar um maior número de eventos (Figs. 34b, 35a e 35b). Poucas diferenças podem ser observadas entre as seções deconvolidas com relação ao ruído de alta frequência adicionado pela deconvolução. A aplicação do filtro de frequência passa-banda nas seções apresentadas nas figuras 35a e 35b atenua esse ruído. Com relação à atenuação da reverberação entre as seções deconvolidas, os melhores resultados, aparentemente, foram alcançados quando a deconvolução foi aplicada apenas antes do empilhamento ou aplicada antes e após o

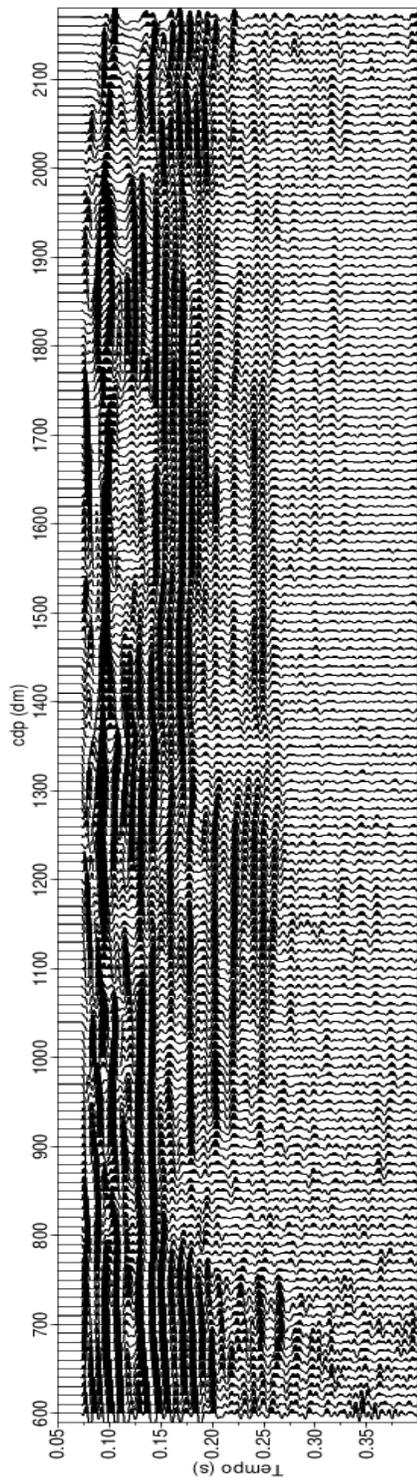
empilhamento, aparentemente, apresentam reverberações atenuadas.

O espectro de amplitude da seção empilhada sem deconvolução apresenta faixa estreita de frequências dominantes (Fig. 36). Os espectros de amplitudes das seções deconvolvidas apresentam maior faixa de frequência dominante. Quando a deconvolução é aplicada antes e após o empilhamento, o espectro produzido é o mais bem sucedido em aplanar o intervalo das frequências dominantes.

A melhora na resolução vertical permitiu separar eventos distintos que antes se interferiam. Em ambos os cenários em que a deconvolução é aplicada após o empilhamento (Figs. 35a e 35b) a *wavelet* do refletor em aproximadamente 0,10 s foi comprimida. Entendemos que tanto as seções empilhadas com a deconvolução sendo aplicada apenas após o empilhamento, quanto aplicada antes e após o empilhamento produziram bons resultados. Essas seções apresentam refletores planos e com maior continuidade lateral, ruídos de alta frequência atenuados e *wavelets* comprimidas.

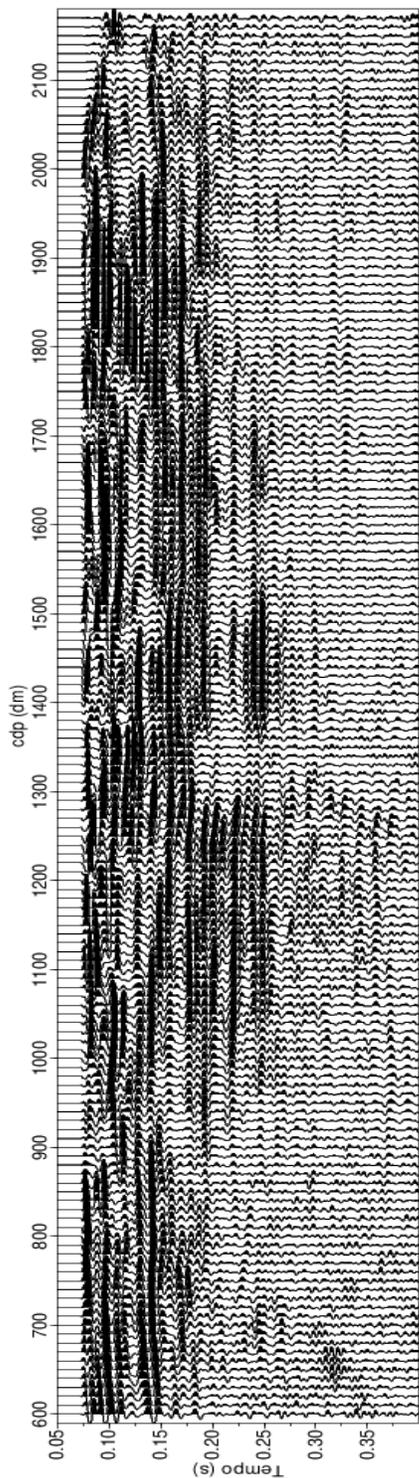


(a) Seção empilhada sem deconvolução

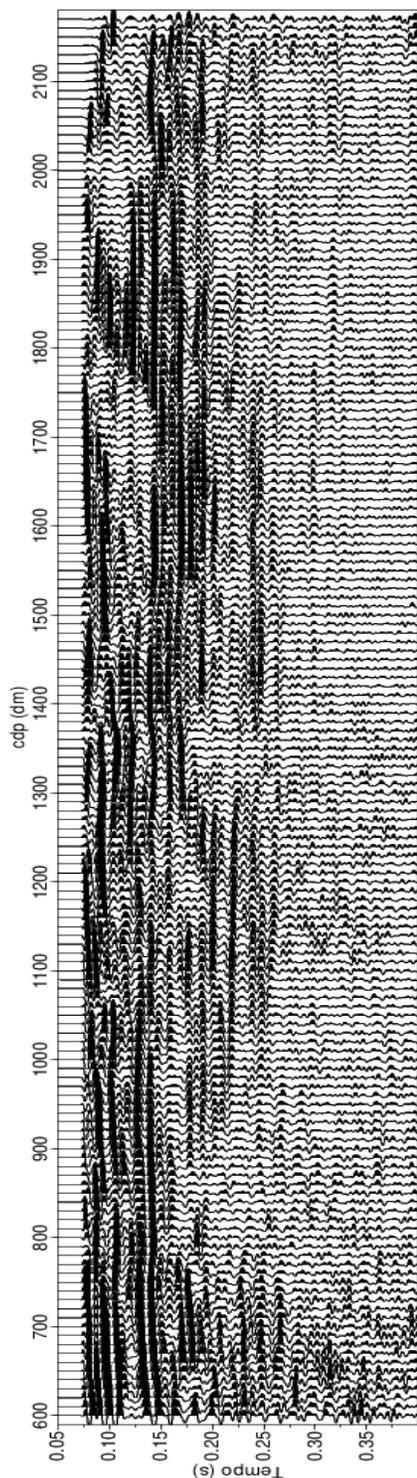


(b) Seção empilhada com deconvolução antes do empilhamento

Figura 34: Parte 1: Teste de deconvolução em seções empilhadas. Parâmetros da deconvolução antes do empilhamento: Comprimento do operador = 0,2 s, Nível relativo de *white noise* = 0,1. Parâmetros da deconvolução após o empilhamento: Comprimento do operador = 0,3 s, Nível relativo de *white noise* = 0,1.



(a) Seção empilhada com deconvolução após o empilhamento



(b) Seção empilhada com deconvolução antes e após o empilhamento

Figura 35: Parte 2: Teste de deconvolução em seções empilhadas. Parâmetros da deconvolução antes do empilhamento: Comprimento do operador = 0,2 s, Nível relativo de *white noise* = 0,1. Parâmetros da deconvolução após o empilhamento: Comprimento do operador = 0,3 s, Nível relativo de *white noise* = 0,1.

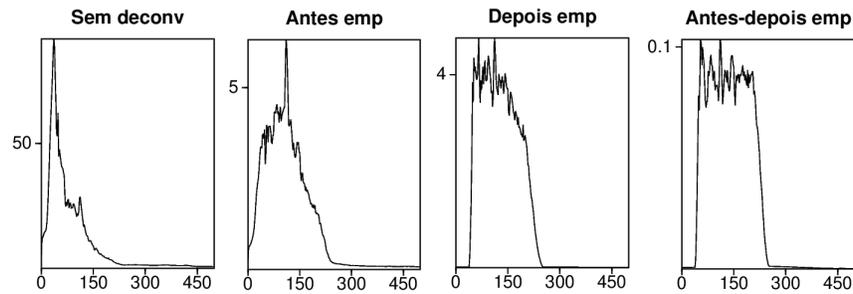


Figura 36: Espectro amplitude das seções empilhadas. Eixo horizontal - Frequência (Hz). Eixo vertical - Amplitude. Parâmetros da deconvolução antes do empilhamento: Comprimento do operador = 0,02 s, Nível relativo de *white noise* = 0,1. Parâmetros da deconvolução após o empilhamento: Comprimento do operador = 0,03 s, Nível relativo de *white noise* = 0,1.

## 5.5 Efeitos da deconvolução em locais próximos espacialmente

Com o objetivo de comparar o desempenho da deconvolução entre dados adquiridos com o emprego do compactador (método Mini-Sosie), Ensaio A, e da marreta, Ensaio C, avaliamos uma zona em que as duas seções se cruzam (Fig. 37).

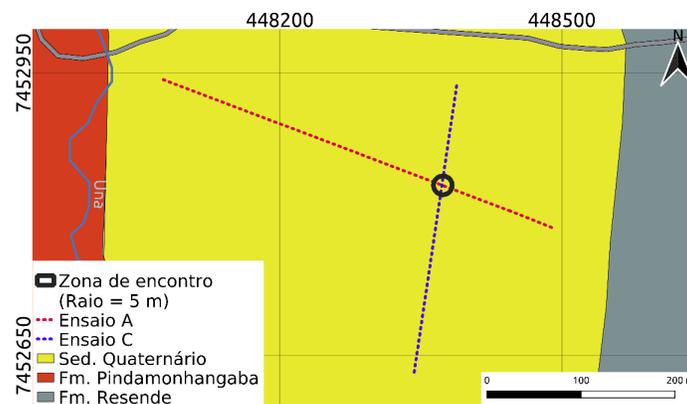


Figura 37: Zona de cruzamento entre os ensaios. Eixo vertical - UTM (Sul); Eixo horizontal - UTM (Oeste).

As seções empilhadas foram produzidas a partir do fluxograma de processamento composto por silenciamento de ruídos coerentes, balanceamento das energias, deconvolução *spiking*, filtro de frequência, análise de velocidade, correção NMO e empi-

lhamento. A deconvolução e filtro de frequência possuem diferentes parâmetros para cada ensaio.

A figura 38 apresenta porção da seção avaliada para cada ensaio, antes e após o emprego da deconvolução. A porção do ensaio A sem deconvolução possui *wavelet* com longo período e eventos de reflexão difíceis de serem identificados, com exceção do evento em aproximadamente 0,17 s. A deconvolução realça as reflexões em aproximadamente 0,13 e 0,17 s, e evidencia um evento de reflexão em aproximadamente 0,20 s, não observado anteriormente (Fig. 38a).

A porção do ensaio C não deconvolvida (Fig. 38b) contém baixo nível de ruído, *wavelet* com longo período e eventos caracterizados em aproximadamente 0,1; 0,13; 0,17; 0,20 s e possível evento em 0,21 s. A ação da deconvolução separa a *wavelet* com longo período em 0,1 s em 2 eventos. O mesmo ocorre para o evento em aproximadamente 0,12 s. Reflexões a partir de 0,17 s são de difícil caracterização devido ao ruído de alta frequência introduzido pela operação de deconvolução.

Para ambos os ensaios, a deconvolução melhora a resolução vertical, embora tenha introduzido ruído de alta frequência. Entendemos que a operação de deconvolução foi mais eficaz quando aplicada aos dados do Ensaio C. Atribuímos a diferença na performance da deconvolução à diferença de fase nas *wavelets* geradas pelas diferentes fontes sísmicas. O compactador de solos gera *wavelet* com fase mista enquanto que a marreta produz *wavelet* com fase mínima, ou melhor, se aproxima mais da fase mínima, embora muitas vezes tenha aparência de *wavelet* de fase mista.

## 5.6 Discussão

Os testes aplicados para avaliar a performance da operação de deconvolução, em conjuntos de tiro, ocorreu para diferentes comprimentos do operador e também diferentes níveis relativos de *white noise*. Em ambos os ensaios, operadores curtos foram mais bem sucedidos em atenuar reverberações e realçar reflexões. Para o ensaio A, operadores longos introduziram ruído de alta frequência bem pronunciado e produziram artefatos na zona silenciada. Para os dois ensaios, os espectros de amplitude obtidos com os dados deconvolvidos apresentam maior faixa de frequência dominante e podem ser considerados planos.

Em ambos os ensaios, todos os níveis relativos de *white noise* foram satisfatórios no que diz respeito ao resultado final da deconvolução, ou seja, em atenuar reverberações e realçar reflexões. No entanto, observamos que para o ensaio A, maiores níveis relativos de *white noise* comprometeram a eficácia da deconvolução em comprimir a *wavelet*; o mesmo não ocorre para o ensaio C. Com relação aos espectros de amplitude, a operação de deconvolução para todos os níveis relativos de *white*

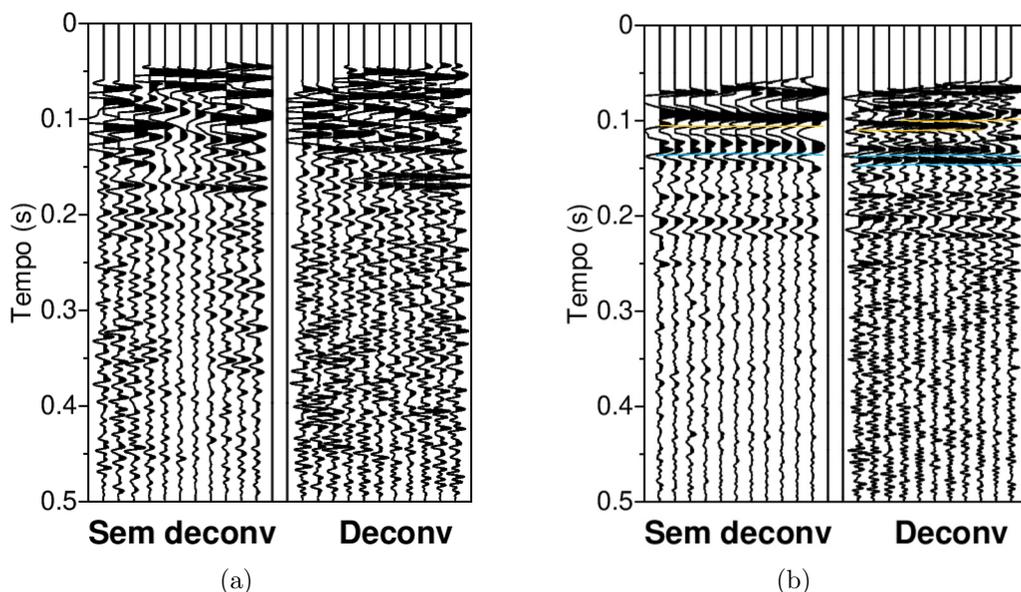


Figura 38: Trechos das seções empilhadas do (a) ensaio A e (b) ensaio C próximas espacialmente. Em (b), a deconvolução permite a distinção entre eventos que antes se interferiam, (destacado em laranja e azul).

*noise* avaliados, resultaram em espectros com larga banda de frequência dominante e podem ser considerados planos.

Considerando os testes realizados, a performance da deconvolução nas seções empilhadas produzidas quando a deconvolução é aplicada em diferentes fases do fluxograma de processamento não indicaram que há um procedimento mais recomendado. Logo, testes devem ser realizados para determinar em qual etapa do fluxograma a deconvolução deva ser aplicada e se deve ser aplicada.

Nos trechos das seções empilhadas dos ensaios A e C próximos espacialmente, observou-se que a operação de deconvolução comprimiu a *wavelet* e introduziu ruído de alta frequência no dado. Aparentemente, a deconvolução foi mais eficaz em comprimir a *wavelet* dos dados do ensaio C. Nesse ensaio, a fonte sísmica empregada produz *wavelet* de fase mínima ou próxima de ser mínima e visualmente observamos que o ensaio C aparentemente apresenta maior razão sinal/ruído. Atribuímos que esses fatores contribuíram para a melhor performance da deconvolução nos dados adquiridos neste ensaio.

O algoritmo elaborado pelo Seismic Unix para o operação de deconvolução é baseado no filtro de Wiener estimado por mínimos quadrados e tem como premissa

essencial que a *wavelet* seja de fase mínima. Os resultados obtidos nessa pesquisa indicam que é possível obter resultados satisfatórios em comprimir a *wavelet* e atenuar reverberação mesmo para os dados adquiridos com o emprego da técnica Mini-Sosie, quando a fase da *wavelet* é mista.

## 6 Resultados

### 6.1 Dados sintéticos de reflexão

Os estudos de modelagem foram realizados nesta pesquisa, portanto posteriormente à aquisição dos dados em campo. Para a geração dos dados sintéticos, o modelo geológico 2D, que considera camadas homogêneas e isotrópicas, foi criado pelo programa Trimodel (Forel et al., 2005). Os sismogramas sintéticos (aquisição CMP) foram gerados pelo programa Triseis (Forel et al., 2005). Ambos fazem parte do pacote Seismic Unix.

Os testes de modelagem foram executados de forma a:

- verificar a resolução vertical do método para mapear os estratos considerados no modelo geológico para a área de estudos;
- avaliar a influência da frequência dominante da *wavelet* nos resultados;
- comparar os tempos de percurso obtidos na modelagem com os observados na seção sísmica empilhada.

Dois modelos foram elaborados para a geração dos sismogramas sintéticos (Fig. 39). Esses modelos consideram a espessura máxima dos sedimentos do quaternário entre 10 m (Modelo I) e 30 m (Modelo II), sobrepostos sobre sedimentos da Formação Pindamonhangaba com espessura máxima de 20 m, cuja base se assenta sobre os sedimentos do Grupo Taubaté. Dentro do pacote de sedimentos do Grupo Taubaté, considerou-se a existência de uma camada de arenitos (25 metros de espessura) entre argilitos. O embasamento é representado pelo semi-espaço a 300 metros de profundidade. As velocidades de propagação de onda adotadas em cada camada (Fig. 39) são idênticas para ambos os modelos.

Como já mencionado, nos ensaios sísmicos executados na área foram empregadas duas fontes sísmicas, compactador e marreta, assim como geofones de frequências distintas, 14 e 40 Hz (Tab. 1). Por esse motivo, nos testes de modelagem foram simuladas duas frequências dominantes da *wavelet*, 30 Hz e 100 Hz que correspondem aproximadamente às frequências centrais das faixa dominantes de energias nos dois extremos.

Comparando os sismogramas sintéticos em conjuntos de tiro para o modelo I com as diferentes frequências dominantes da *wavelet* (Fig. 40) podemos distinguir 4 hipérboles de reflexão, embora quando a frequência dominante é de 30 Hz, as duas primeiras hipérboles se confundem para os maiores *offsets*. Os sismogramas sintéticos em conjuntos de tiro para o modelo II (Fig. 41) já permite observar, o contato dos

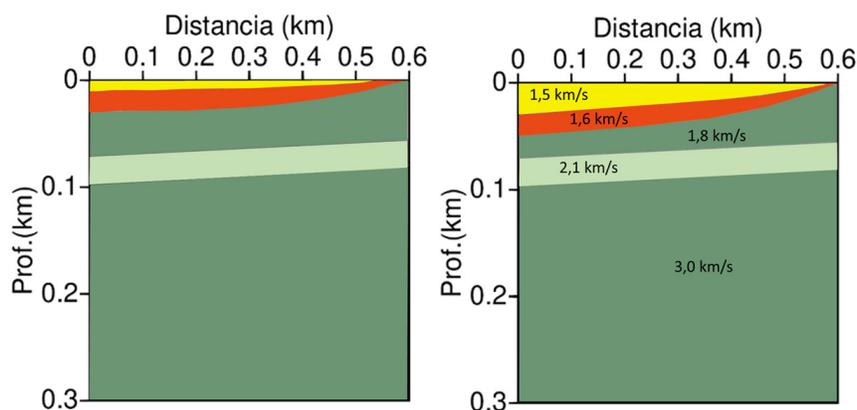


Figura 39: Modelo sintético I (esquerda) e II (direita). Amarelo - Sedimentos quaternários; laranja - Fm. Pindamonhangaba; verde escuro - Fm. Resende (argilitos); verde claro - Fm. Resende (arenitos).

sedimentos quaternários com a Formação Pindamonhangaba mesmo para a menor frequência dominante da *wavelet*. Porém ele é muito mais evidente para a frequência de 100 Hz.

As seções empilhadas sintéticas com as mesmas condições de espessuras e frequências dominantes estão apresentadas nas figuras 42 e 43. Os refletores relacionados ao topo e base da Formação Pindamonhangaba ocorrem em tempos menores que 0,09 s, o que é fator limitante considerando as sempre presentes interferências do *groundroll* nessa janela de tempo nos dados de sísmica de reflexão rasa.

Da análise das imagens das duas figuras pode-se concluir, considerando os pequenos rejeitos esperados para as falhas e conseqüentemente as pequenas espessuras dos sedimentos do Quaternário, que a frequência dominante do sinal é fator fundamental para o imageamento desse estrato. Portanto, deve-se empregar fontes que preferencialmente gerem ondas de espectro de frequência elevado, assim como geofones de frequência natural de 40 Hz ou mesmo superior.

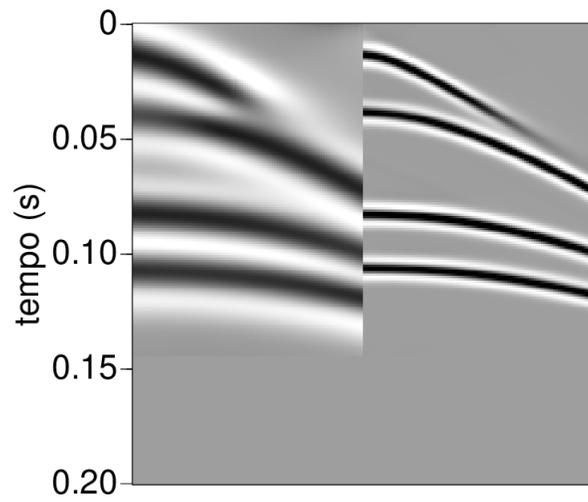


Figura 40: Sismograma sintéticos em conjuntos de tiro para o modelo I. Frequência dominante da *wavelet*: Esquerda - 30 Hz; Direita - 100 Hz.

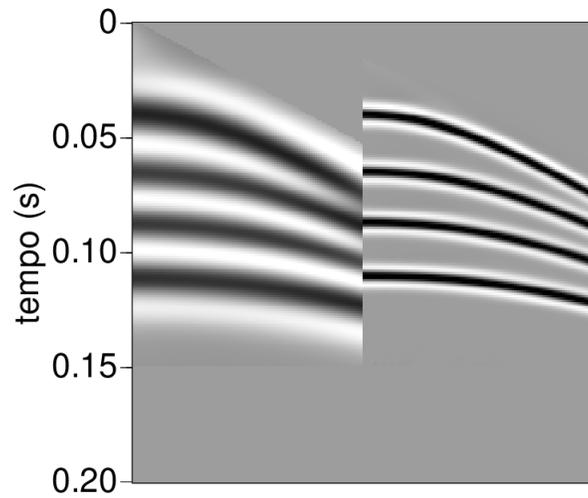
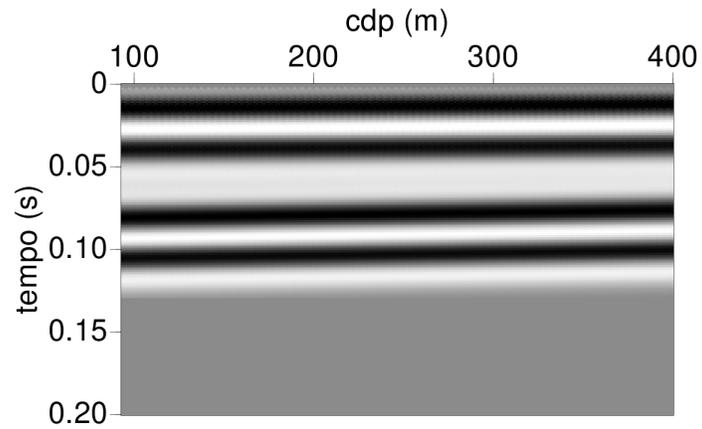
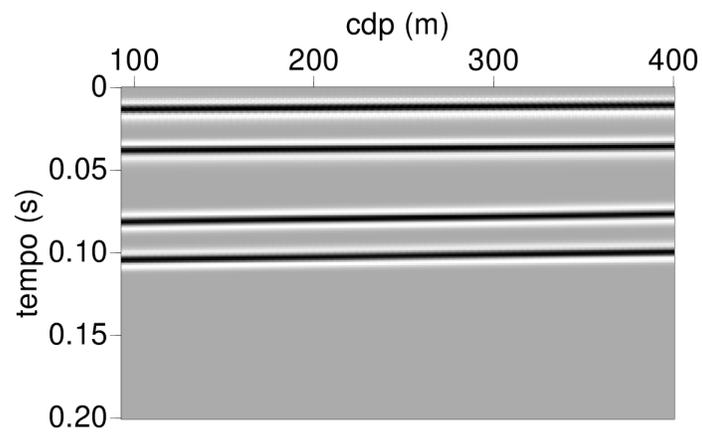


Figura 41: Sismograma sintéticos em conjuntos de tiro para o modelo II. Frequência dominante da *wavelet*: Esquerda - 30 Hz; Direita - 100 Hz.

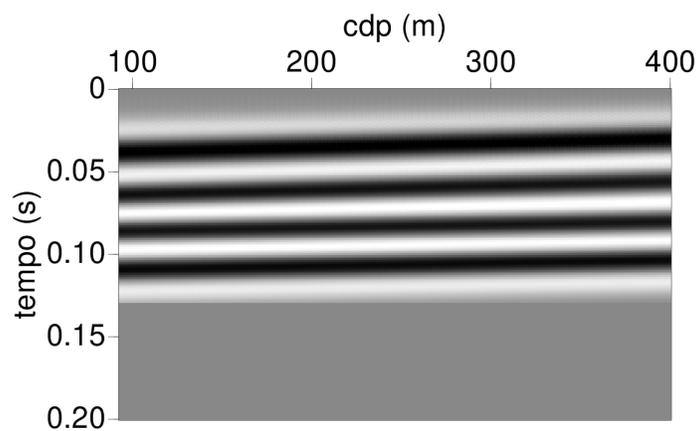


(a)

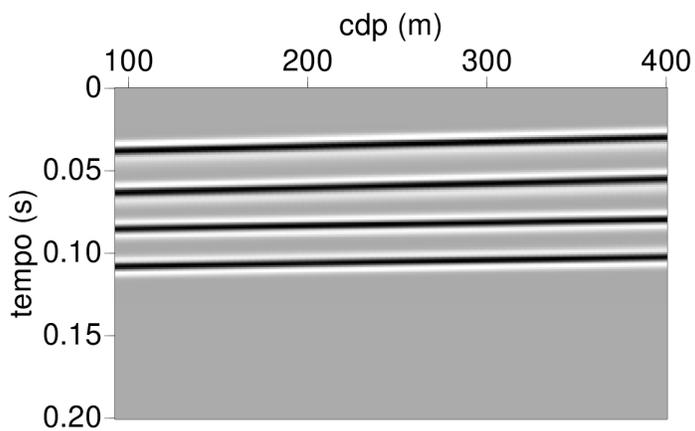


(b)

Figura 42: Seções empilhadas sintéticas em que a espessura dos sedimentos quaternários é 10 m (Modelo I). Frequência dominante da *wavelet*: (a) 30 Hz; (b) 100 Hz.



(a)



(b)

Figura 43: Seções empilhadas sintéticas em que a espessura dos sedimentos quaternários é 30 m (Modelo II). Frequência dominante da *wavelet*: (a) 30 Hz; (b) 100 Hz.

## 6.2 Sísmica de reflexão: dados reais

O processamento de dados de sísmica de reflexão rasa envolve diversas etapas que podem produzir artefatos computacionais, gerando eventos coerentes similares a reflexões na seção final e que podem ser interpretados como interfaces sísmicas. Para reduzir erros na interpretação é interessante correlacionar os eventos de reflexão da seção final com reflexões em dados brutos ou minimamente processados ainda em conjuntos de tiro.

A figura 44 mostra um registro de campo (dado bruto) da porção central do ensaio A. Eventos de reflexão são identificados em aproximadamente 0,12; 0,15; 0,17 e 0,21 s.

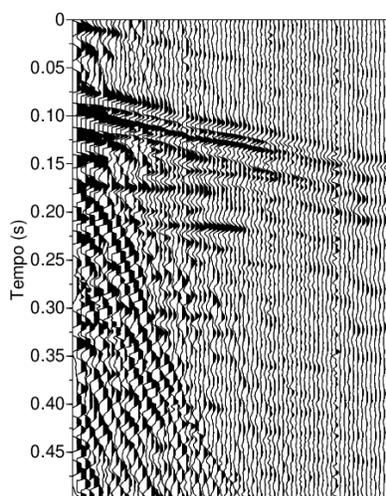


Figura 44: Registro de campo bruto em conjuntos de tiro do Ensaio A. Reflexões ocorrem em aproximadamente 0,12; 0,15; 0,17 e 0,21 s

A figura 45 apresenta registros de campo (dado bruto) do ensaio B em diferentes partes da linha e que também apresentam diferentes *offsets* mínimos. Eventos de reflexão são caracterizados nos tempos aproximados de 0,1; 0,14; 0,17 e 0,21 s. Cada conjunto de tiro contém diferentes níveis de amplitude de ruídos como reverberações e ondas de superfície. No último conjunto de tiro é clara a interferência da reverberação e ondas de superfície com a *wavelet* dos eventos de reflexão.

O registro de campo (dado bruto) do ensaio C (Fig. 46) contém reflexões aproximadamente em 0,10; 0,12; 0,15; 0,17 e 0,20 s.

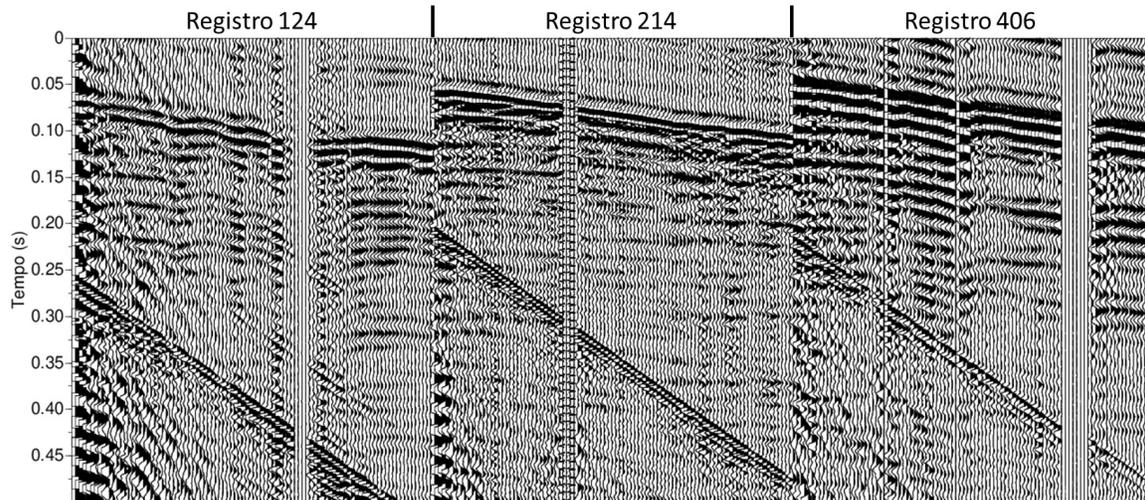


Figura 45: Registro de campo bruto em conjuntos de tiro do Ensaio B. Posição da fonte sísmica e dos geofones são diferentes para cada sismograma. Reflexões ocorrem aproximadamente em 0,1; 0,14; 0,17 e 0,21 s

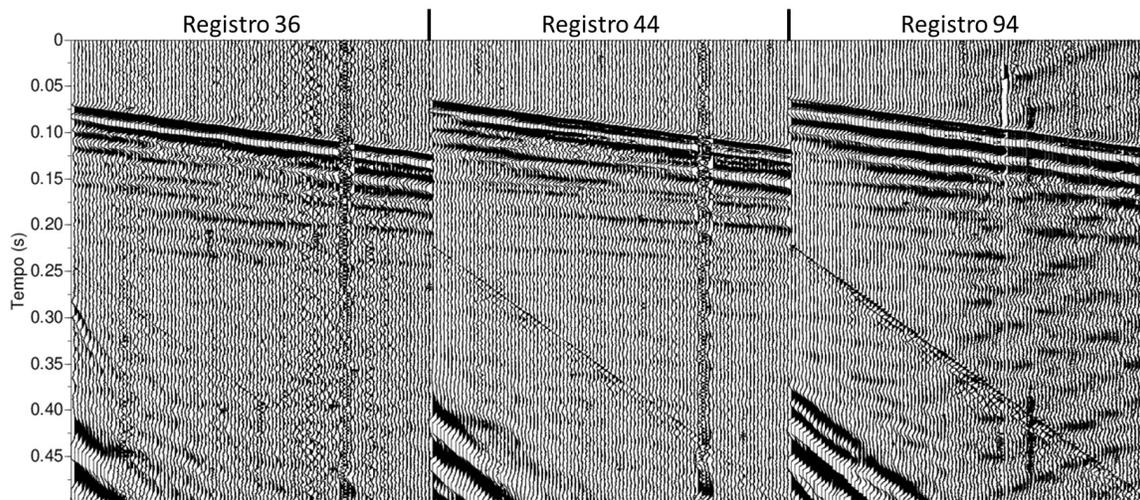


Figura 46: Registro de campo bruto em conjuntos de tiro do Ensaio C. Reflexões ocorrem em aproximadamente 0,10; 0,12; 0,15; 0,17 e 0,20 s

### 6.2.1 Seções empilhadas em tempo

A seção sísmica empilhada do ensaio A é apresentada na figura 47. O espaço vazio entre os cdps 350-700 representa a porção não amostrada desse ensaio (Fig. 7). Essa representação está fora de escala e é equivalente a 300 m. O refletor em 0,12 s é descontínuo, ondulado e possui *wavelet* de período mais longo. Esse refletor é contínuo entre os cdps 120-160, 180-220 e 230-300. Entre os cdps 100-200, nos tempos de 0,15 e 0,19 s, os refletores possuem sutil mergulho para NW. Os refletores em 0,12 e 0,19 s apresentam um pequeno deslocamento vertical no cdp 220. Para tempos superiores a 0,25 s, entre os cdps 100-350, refletores possuem baixa continuidade lateral e pequena amplitude, dificultando as suas identificações. A partir do cdp 700, refletores caracterizados são planos e possuem curto período da *wavelet*. Refletores ocorrem em 0,08; 0,10 e 0,14 s.

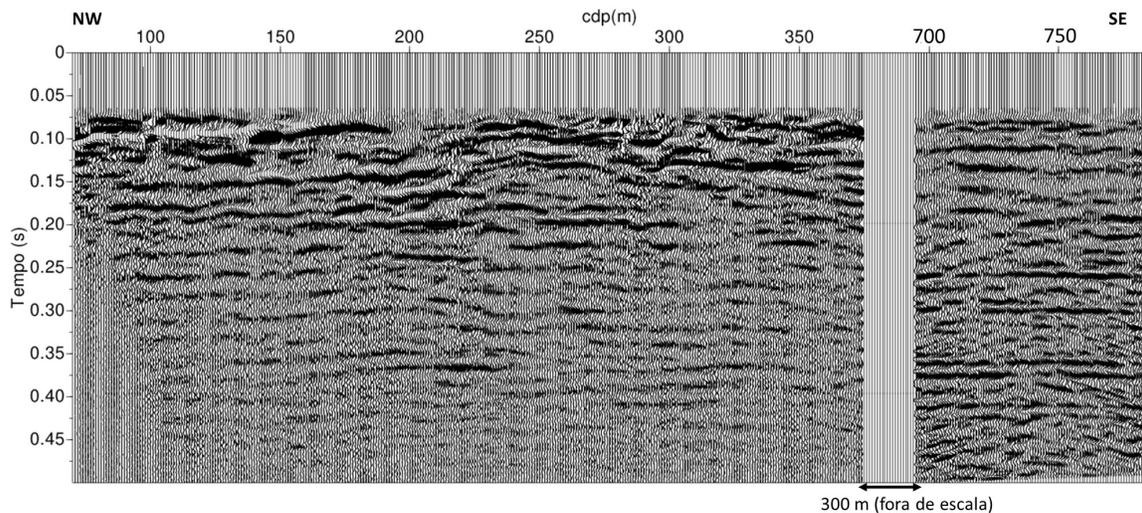


Figura 47: Seção empilhada em tempo duplo de percurso do Ensaio A. Os traços vazios entre os cdps 350-700 representa a porção não amostrada desse ensaio.

A seção empilhada do ensaio B (Fig. 48) apresenta refletores com *wavelet* de período mais longo próximo a NW. O refletor em aproximadamente 0,11 s é contínuo entre os cdps 100-200 e entre os cdps 250-350 (com menor amplitude). Em aproximadamente 0,16 s, interpretamos como interface sísmica o refletor contínuo com sutil mergulho para NW que ocorre entre os cdps 150-200. A partir desse cdp, esse refletor aparentemente deixa de ter continuidade mas volta a ser identificado nos intervalos cdps 230-300, 350-390, 420-470, em aproximadamente 0,13 s. Em aproximadamente

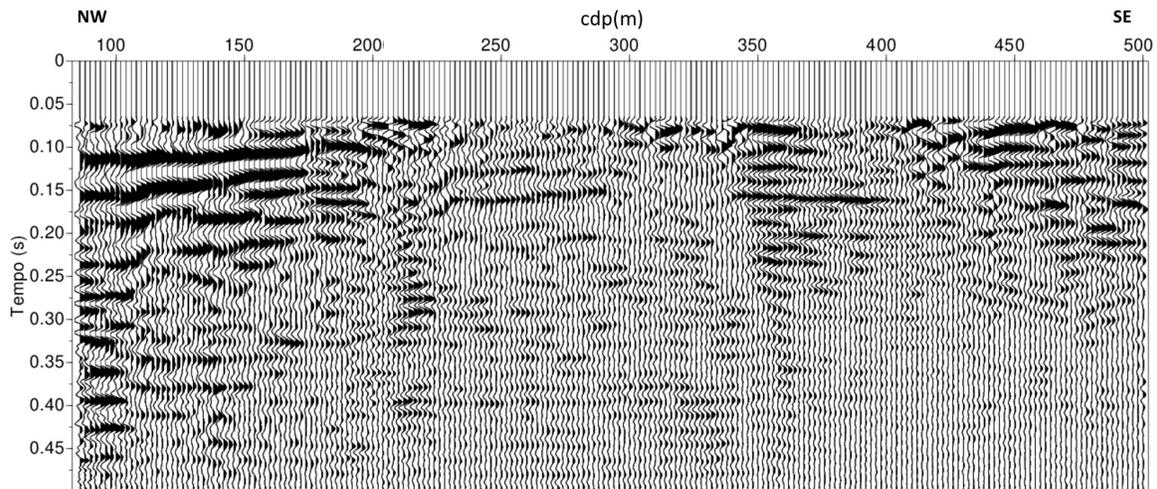


Figura 48: Seção empilhada em tempo duplo de percurso do Ensaio B

0,18 s, o refletor apresenta continuidade entre os cdps 140-200. A partir desse cdp, esse refletor ocorre em aproximadamente 0,16 s e apresenta continuidade lateral entre os cdps 230-290 e 340-400. Em 0,22 s, o refletor é plano e possui pequena amplitude entre os cdps 240-340 e a partir do cdp 350, apresenta pequeno deslocamento vertical se estendendo até o cdp 420. Atribuímos que o período mais longo da *wavelet* dos refletores rasos à interferência da reverberação do evento de refração nos eventos de reflexão, já que o esperado é que refletores rasos tenham menor período da *wavelet* quando comparado com refletores profundos.

A seção empilhada do ensaio C (Fig. 49) apresenta sequência de refletores rasos. Esses refletores são planos e contínuos. Os refletores em aproximadamente 0,21 e 0,25 s são planos e contínuos entre os cdps 90-170. Para tempos posteriores a 0,25 s, a baixa amplitude do sinal dificulta a identificação de eventuais outros refletores. É possível que a fonte empregada (marreta) tenha restringido a investigação à menores profundidades. Com relação à resolução vertical, aparentemente a seção empilhada do ensaio C possui melhor resolução quando comparado às das seções A e B.

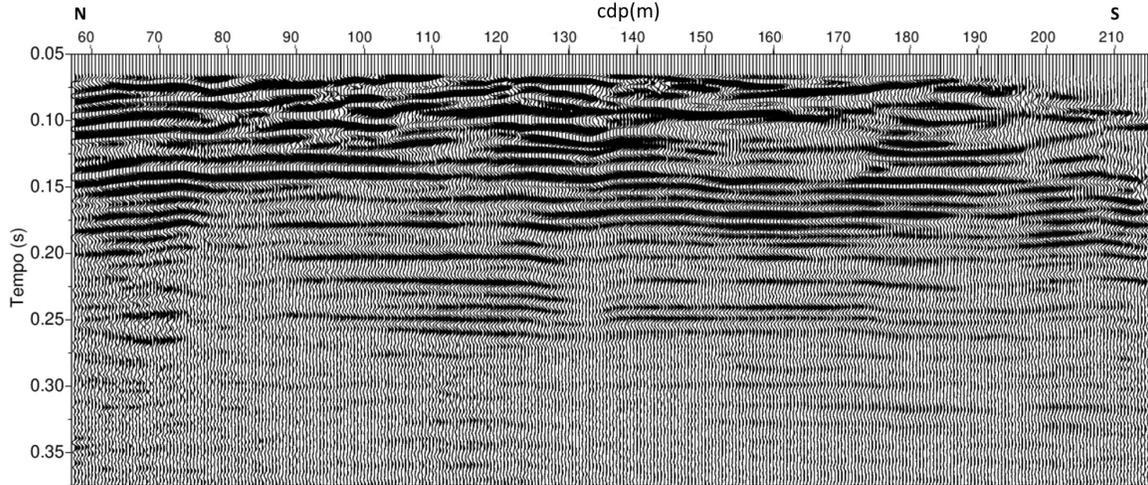


Figura 49: Seção empilhada em tempo duplo de percurso do Ensaio C

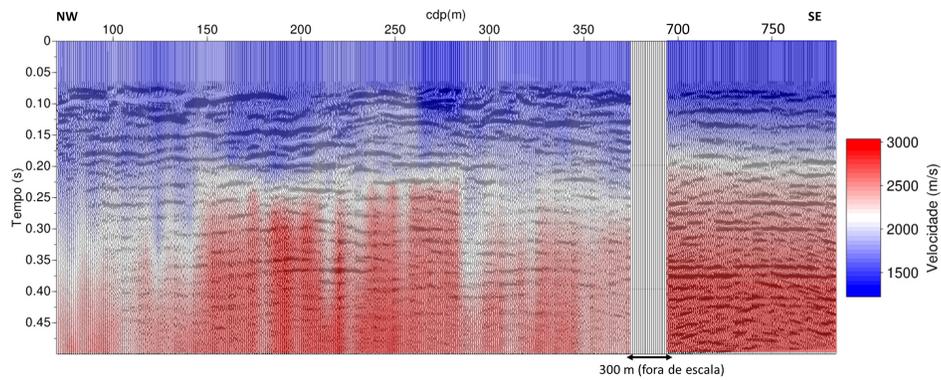
### 6.2.2 Modelos de velocidades

Em termos gerais, os modelos de velocidades sobrepostos às seções empilhadas (Fig. 50) possuem zona com menor velocidade ( $< 2100$  m/s) para tempos inferiores a 0,25 s. Não se pode afirmar que as variações laterais na velocidade expostas nos modelos possuem relação com eventuais variações laterais de materiais geológicos. Os modelos de velocidades são resultado das interpolações dos perfis de velocidades obtidos das análises de velocidade realizadas para a correção NMO. Portanto, eventuais variações laterais podem estar associadas somente ao processo de interpolação. De qualquer forma, os modelos assim obtidos permitem uma primeira caracterização dos materiais geológicos com a profundidade (tempo) independentemente de sua história geológica, se do Quaternário ou Terciário.

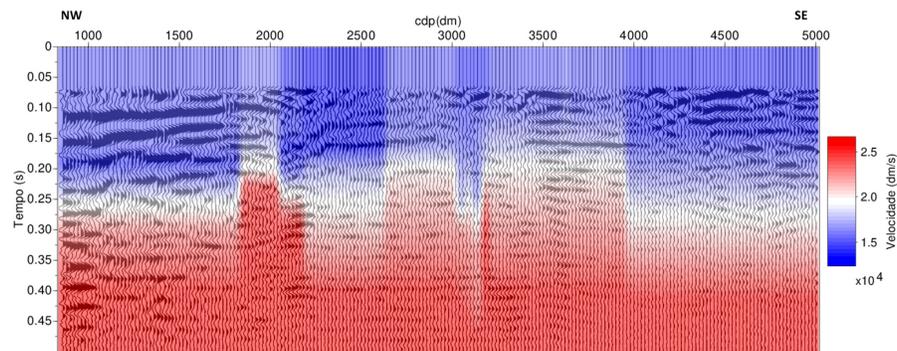
### 6.2.3 Seções em profundidade

As figuras 51, 52 e 53 apresentam as seções empilhadas finais em profundidade e interpretadas de todos os ensaios. A interpretação das interfaces sísmicas se ateve a feições contínuas ou quase contínuas. As eventuais falhas foram interpretadas a partir de mudanças significativas dos tempos dos refletores.

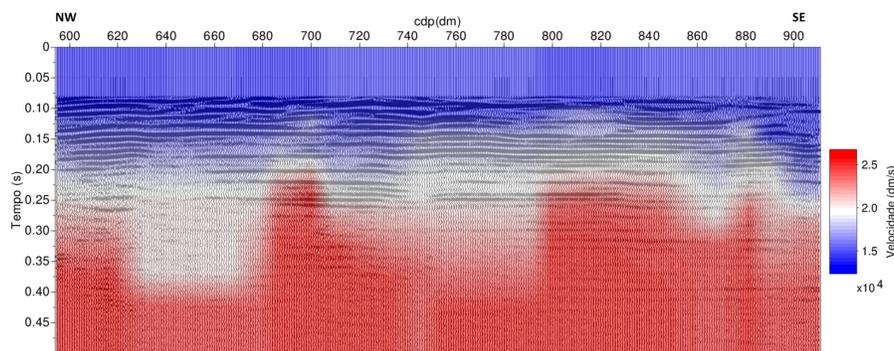
Na seção empilhada do ensaio A (Fig. 51), o aparente mergulho dos refletores caracterizados próximos a NW corroboram com a hipótese da existência do hemigráben mergulhando para NW. A tabela 2 apresenta valores de profundidade de



(a)



(b)



(c)

Figura 50: Modelos de velocidade para o (a) ensaio A, (b) ensaio B e (c) ensaio C.

duas coordenadas de CDPs extraídos diretamente da seção empilhada em profundidade utilizando o programa *Suxpicker* da biblioteca do Seismic Unix. A partir desses dados procurou-se estimar os valores do mergulho dos estratos observado na seção. É importante salientar que esta análise acabou por sobrestimar os valores dos mergulhos devido aos erros no processo (na extração dos valores diretamente da seção empilhada), ao método de interpolação dos valores de velocidades entre diferentes CDPs, bem como as significativas diferenças entre as escalas vertical e horizontal da seção.

Tabela 2: Estimativa dos mergulhos dos refletores mais rasos do ensaio A. Refletor 01 em vermelho, Refletor 02 em verde e Refletor 03 em azul claro. Erros definidos para as medidas de profundidade e cdp:  $Erro_{prof} = 5$  m;  $Erro_{cdp} = 2$  m. Cálculo do erro do mergulho estimado pela teoria de propagação de erro (Bevington & Robinson, 2002).

	<b>Profundidade (m)</b>	<b>cdp(m)</b>	<b>Mergulho (°)</b>
Refletor 01	105	120	5,59 ±0,03
	80	375	
Refletor 02	137	94	5,91 ±0,02
	108	374	
Refletor 03	160	84	3,93 ±0,03
	146	288	

A seção empilhada do ensaio B (Fig. 52) também apresenta refletores mergulhando para NW. Comparando as profundidades dos mesmos refletores nas seções A e B (Tabs. 2 e 3) observamos a mesma ordem de grandeza para o mergulho desses refletores. Não obstante a sobre-estimativa dos valores dos mergulhos comentados anteriormente, podemos atribuir as pequenas diferenças observadas podem ser produto da diferença das orientações das duas linhas sísmicas obtendo diferentes mergulhos aparentes.

A seção empilhada do ensaio C contém refletores planos e contínuos (Fig. 53). É compreensível que considerando o mergulho das camadas litológicas para NW, como essa linha tem orientação próxima da camada, o mergulho não seria perceptível na seção empilhada. Em aproximadamente 70 m de profundidade, o refletor apresenta variações significativas no comprimento da *wavelet*, é descontínuo, e não foi caracterizado nas outras seções; por isso questionamos se essa feição representa um refletor ou é produto de interferência do evento de refração não totalmente eliminado no processamento.

Considerando que as conversões das seções de tempo para profundidade foram fei-

Tabela 3: Estimativa dos mergulho dos refletores mais rasos do ensaio B. Erros definidos para as medidas de profundidade e cdp:  $Erro_{prof} = 5$  m;  $Erro_{cdp} = 2$  m.

	<b>Profundidade (m)</b>	<b>cdp (m)</b>	<b>Mergulho (°)</b>
Refletor 01	95	88	3,01 ±0,03
	82	335	
Refletor 02	127	149	2,40 ±0,02
	112	506	
Refletor 03	152	132	3,06 ±0,02
	134	469	

tas com base na média das velocidades dos estratos sísmicos identificados nas análises de velocidades, as diferenças entre as profundidades dos refletores correlacionáveis, da ordem de 15 m, podem ser devidas a erros no processo da análise de velocidades.

Todas as seções apresentam aparentes refletores a partir de 200 m de profundidade. Poucos indícios desse refletores mais profundos foram observados nos sismogramas ainda em conjuntos de tiro. Por esse motivo restringimos a interpretação de refletores a porção mais rasa das seções empilhadas.

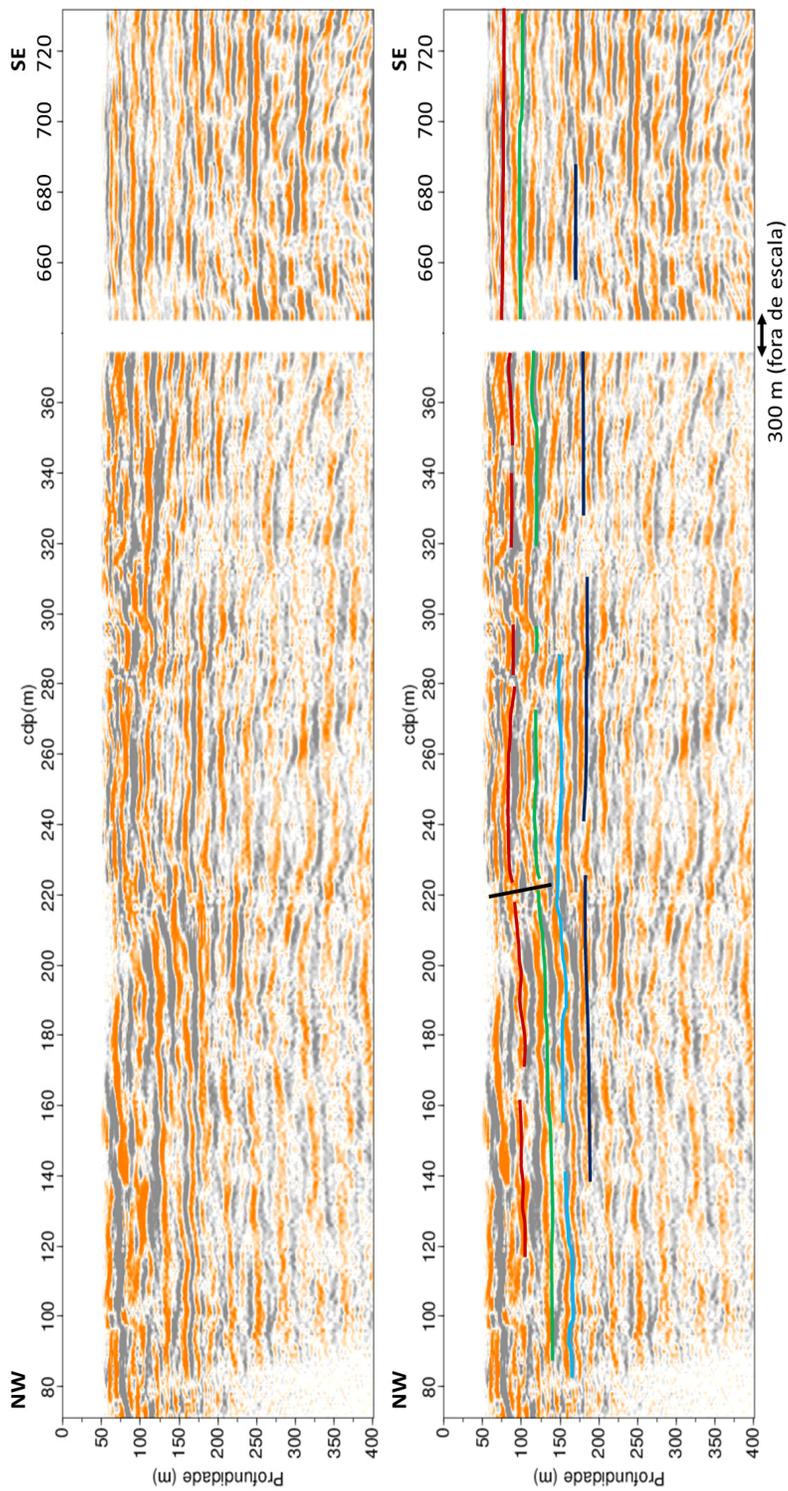


Figura 51: Seção empilhada em profundidade do Ensaio A. Todos os refletores interpretados fazem parte da Fm. Resende (Gr. Taubaté).

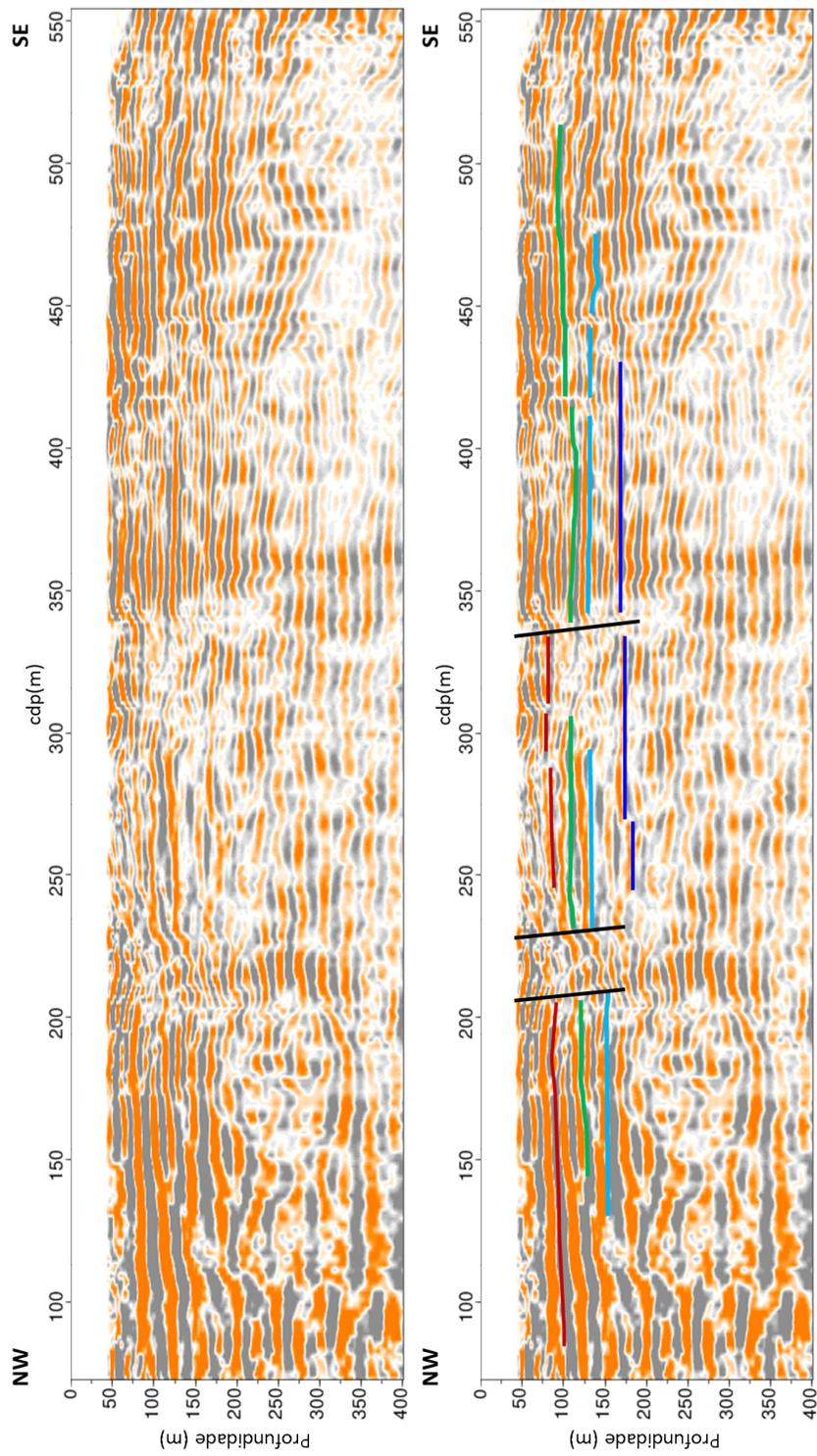


Figura 52: Seção empilhada em profundidade do Ensaio B. Todos os refletores interpretados fazem parte da Fm. Resende (Gr. Taubaté).

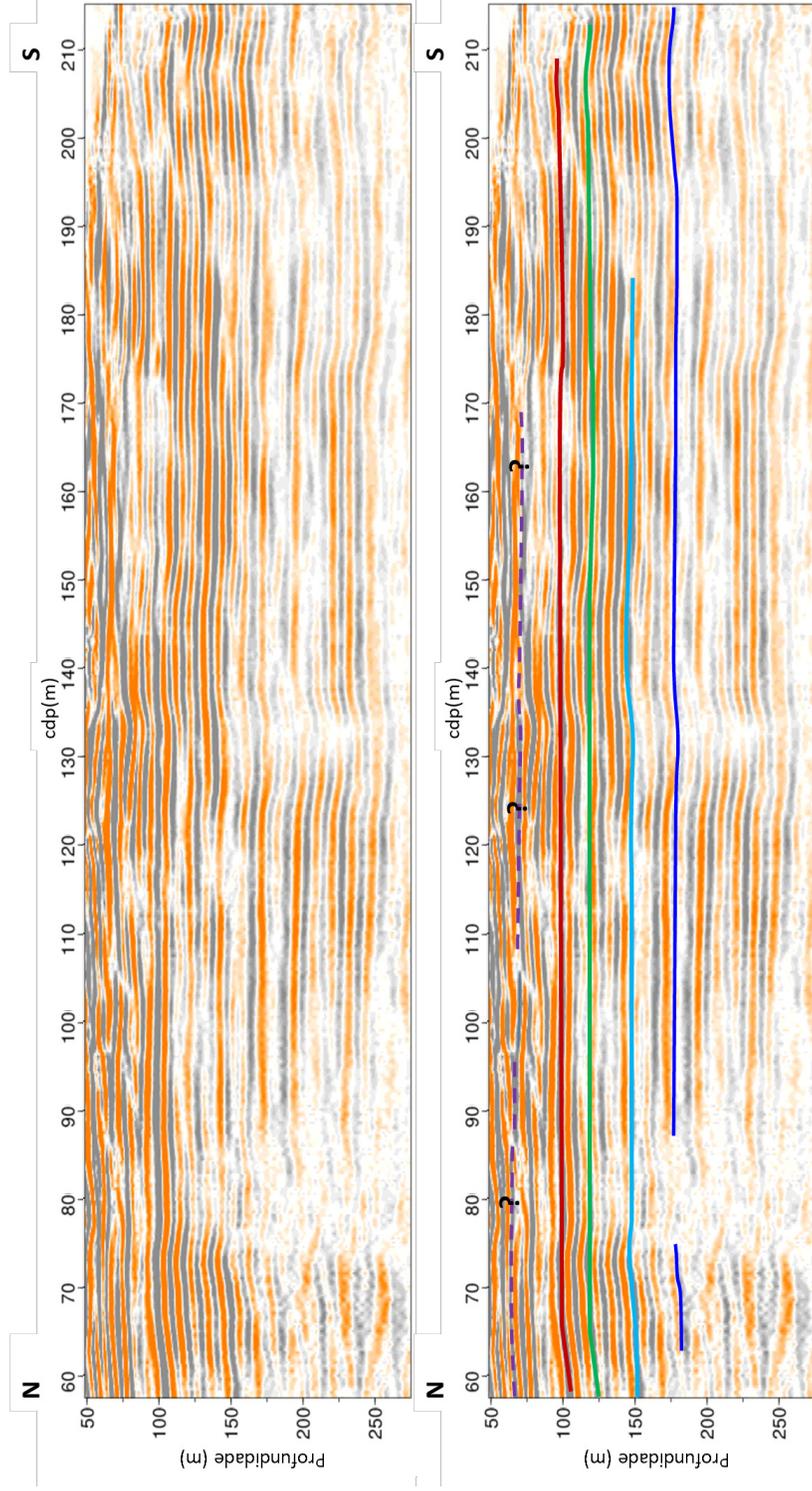


Figura 53: Seção empilhada em profundidade do Ensaio C. Todos os refletores interpretados fazem parte da Fm. Resende (Gr. Taubaté).

#### 6.2.4 Velocidade intervalar

Os valores utilizados para a conversão tempo profundidade são baseados na velocidade intervalar, obtidas a partir das velocidades de empilhamento (RMS). As relações entre velocidade intervalar e tempo podem ser observadas na figura 54.

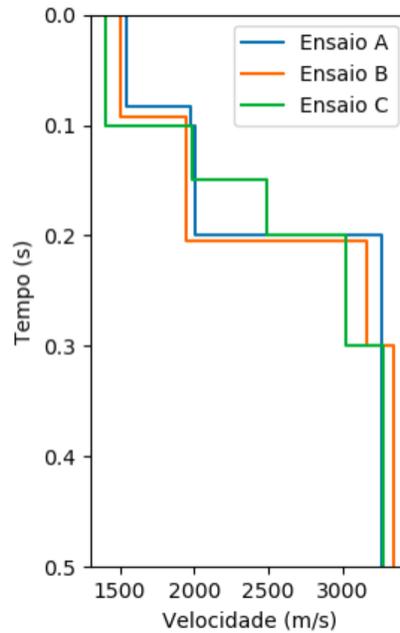


Figura 54: Velocidade intervalar por tempo para todos os ensaios.

A partir dos perfis da figura 54 definimos unidades sísmicas tomando como critério os valores das velocidades intervalares. Dessa forma, três unidades puderam ser definidas:

- Unidade sísmica I possui velocidade de 1500 m/s de 0,0 até 0,1 s;
- Unidade sísmica II possui velocidade de 2000 m/s de 0,1 até 0,2 s;
- Unidade sísmica III possui velocidade de 3250 m/s de 0,2 até 0,5 s.

A variação na velocidade intervalar apresentada para os ensaios B e C em 0,3 s é menor que 9%, por esse motivo não definimos o intervalo de 0,2 a 0,3 s como uma nova unidade sísmica. O ensaio C apresenta mudança na velocidade intervalar em 0,15 s, o que não ocorre nos outros ensaios. Entendemos que essa característica seja produto da maior resolução vertical obtida nesse ensaio que permitiu a identificação

dessa interface quando foi utilizada a marreta como fonte sísmica (*wavelet* de fase mínima).

### 6.3 Sísmica de refração: dados reais

A figura 55 apresenta o primeiro modelo de velocidades gerado a partir da picagem das primeiras chegadas de todos os sismogramas, ou seja, antes do início do processo iterativo. O modelo inicial obtido indica aumento constante das velocidades com a profundidade até o valor máximo de 5000 m/s. Entre as posições 220 e 430 m, a distribuição de velocidades também sugere aumento das espessuras dos estratos superficiais na direção NW, o que também corrobora com a hipótese de mergulho do hemigráben para NW.

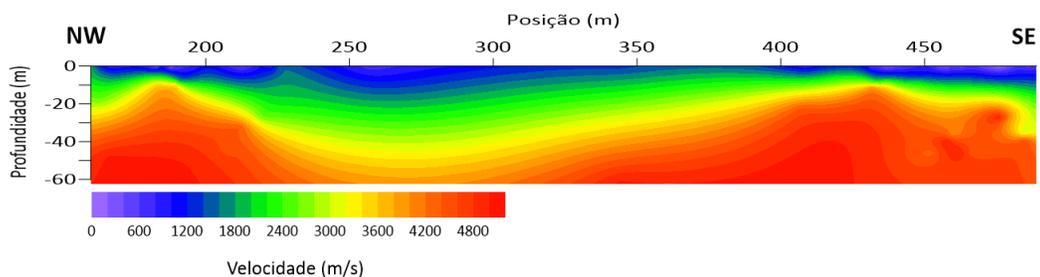


Figura 55: Modelo inicial para eventos de refração do Ensaio A.

O diagrama de densidade de raios (Fig. 56) revela baixa cobertura nas extremidades da seção (anterior a 280 m e posterior a 390 m). Por esse motivo, restringimos a interpretação do modelo invertido a esse intervalo (Fig. 57).

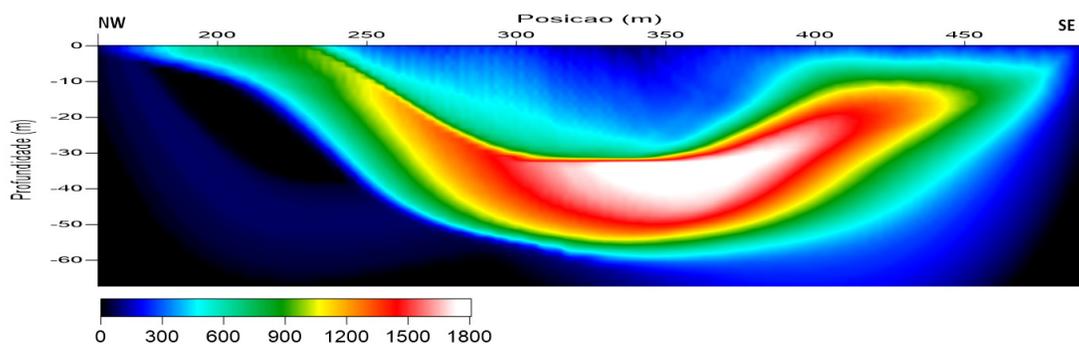


Figura 56: Diagrama de densidade de raios.

A distribuição de velocidades da tomografia sísmica de refração sugere aumento da espessura do pacote sedimentar mais raso na direção NW. A interpretação dos refratores foram baseadas nas estimativas relatadas de espessuras dos sedimentos Quaternários por Lucena (2016) e Rangel et al. (2018) e da Fm. Pindamonhangaba por Mancini (1995). O modelo de velocidades final obtido corrobora a hipótese inicial deste trabalho, ou seja, da existência de um pequeno hemigráben no local. Nosso questionamento a esses resultados se refere a velocidade absoluta das camadas. O modelo invertido apresenta velocidades superiores a 3000 m/s para pequenas profundidades ( $< 20$  m). Tentativas em limitar a velocidade máxima do modelo durante o processamento produziram imagens tomográficas com artefatos computacionais que inviabilizaram seu emprego.

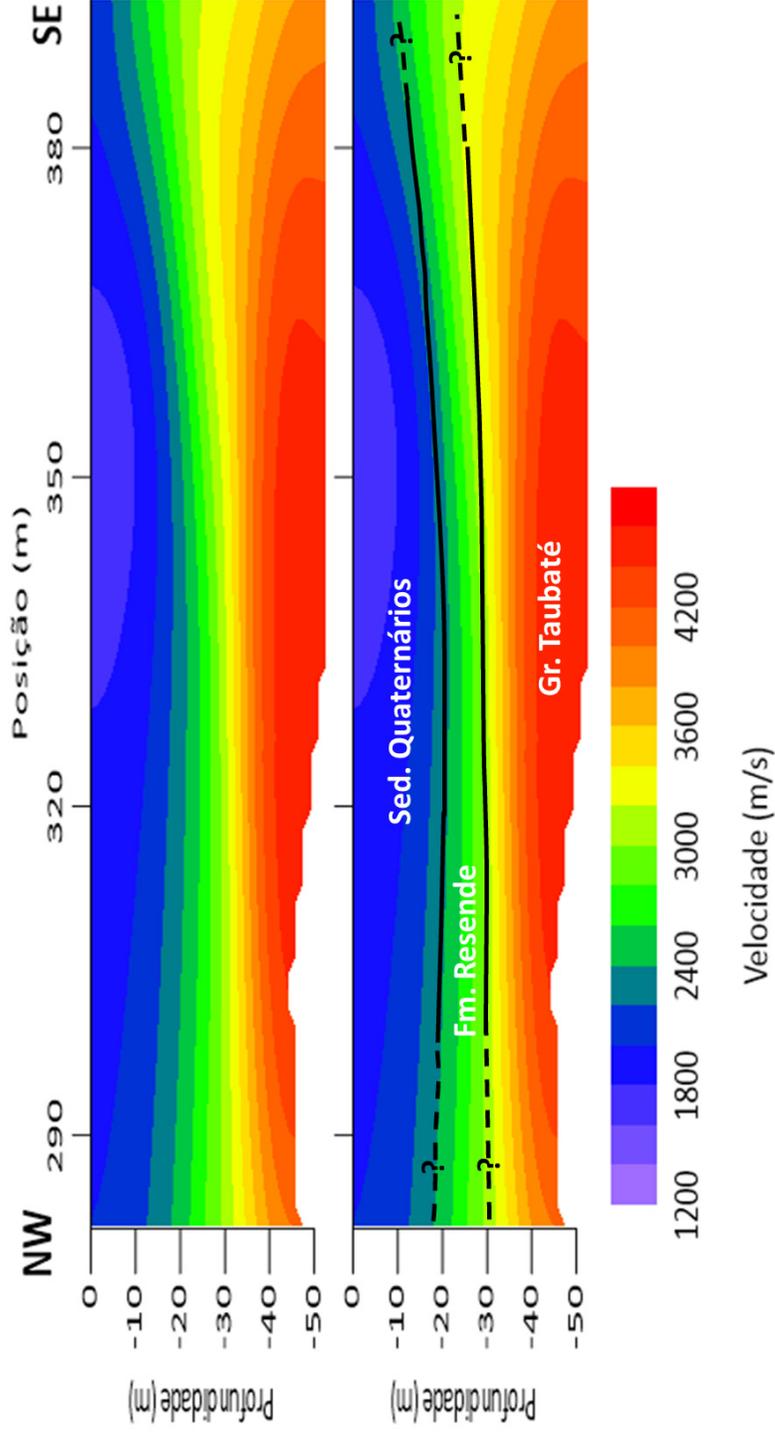


Figura 57: Tomografia sísmica de refração. Erro RMS = 2,6%. Refletores interpretados mergulham para NW.

## 6.4 Discussão

Os resultados obtidos pelos dados sintéticos apresentam refletores em 0,01; 0,04; 0,08 e 0,11 s quando a camada dos sedimentos quaternários possui espessura máxima de 10 m. Quando essa camada passar a ter espessura máxima de 30 m, os refletores ocorrem em 0,04; 0,06; 0,08 e 0,11 s. As seções empilhadas obtidas pelos eventos de reflexão apresentam dados a partir de 0,07 s. Logo, o contato entre os sedimentos Quaternários e a Fm. Pindamonhangaba não foi mapeada pelos eventos de reflexão. A seção empilhada do ensaio C apresenta um possível refletor em aproximadamente 0,08 s, porém não temos clareza que essa feição de fato seja um refletor. Todas as seções empilhadas apresentam os primeiros refletores em tempos próximos a 0,11 s, concordando com o refletor, em 0,11 s, caracterizado nas seções empilhadas sintéticas.

Diferentemente dos resultados observados nos dados sintéticos, outros refletores foram caracterizados em tempos posteriores a 0,11 s nos dados experimentais. O modelo sintético não prevê outros contatos litológicos para profundidades maiores que 100 m. Já os resultados experimentais apresentam refletores interpretados até 200 m de profundidade e indícios de refletores até 350 m de profundidade.

Os resultados sísmicos de refração e reflexão sísmica trazem informações para diferentes profundidades. A tomografia gerada por refração apresenta modelo da distribuição de velocidade até 50 m de profundidade. As seções sísmicas obtidas pelos eventos de reflexão apresentam as geometrias dos refletores a partir de 50 m de profundidade até profundidades aproximadas de 400 m.

Observa-se certa incompatibilidade entre as velocidades estimadas pela refração e as obtidas para os eventos de reflexão (velocidades intervalares). Enquanto as velocidades obtidas pelos eventos de refração atingem valores maiores que 4500 m/s, a maior velocidade intervalar obtida pelos eventos de reflexão são pouco maiores que 3000 m/s, mais compatíveis com os materiais geológicos descritos na bibliografia (Riccomini, 1889; Riccomini et al., 2004) e com o perfil do poço (SIAGAS - CPRM). Idealmente, a tomografia sísmica produz perfis com gradiente vertical de velocidade contínuo, o que pode provocar uma superestimativa das velocidades para os eventos de refração.

Com relação aos aspectos geofísicos dos resultados obtidos pelos eventos de reflexão:

1. Comparando os resultados obtidos para diferentes fontes sísmicas, entendemos que o ensaio C produziu *wavelet* com menor período, conseqüentemente propiciou maior resolução vertical. Além de usualmente a marreta produzir *wavelet* com maior frequência dominante, quando comparado com o compactador de solos, também produz *wavelet* com fase mínima, ou próxima de ser mínima.

Isso favorece o desempenho da operação de deconvolução *spiking*, a qual ainda melhora a resolução vertical.

2. Consideramos que as diferenças nas profundidades dos refletores interpretados nas diferentes seções empilhadas são aceitáveis porque a principal ferramenta utilizada para determinar as velocidades de empilhamento foi o painel CVS.

Nas seções empilhadas pelos eventos de reflexão em profundidade, os refletores interpretados estão nas profundidades aproximadas de 70 (inferido), 100, 130, 150 e 170 m. Indícios de refletores se estendem até 350 m de profundidade. Entendemos que todos esses refletores estão inseridos na Fm. Resende (Gr. Taubaté), uma vez que esse grupo possui maior espessura da Bacia de Taubaté (Fernandes, 1993) que pode chegar até 600 m (Fernandes & Chang, 2003).

## 7 Conclusão

A seção tomográfica gerada pelos eventos de refração apresenta aumento da espessura dos sedimentos mais rasos na direção NW. As seções empilhadas produzidas indicam mergulho das camadas para NW. Consideramos que esses dois aspectos corroboram com a premissa de um pequeno hemigráben mergulhando para NW na área de estudos.

Os resultados obtidos indicam que é possível caracterizar estruturas neotectônicas por investigações sísmicas rasas. Nesse tipo de investigação, os ensaios devem ser bem planejados, com maior atenção para a busca da maior resolução vertical e horizontal possíveis visando o mapeamento das estruturas que podem ter dimensões de dezenas de centímetros até poucos metros.

A sísmica de refração pode contribuir efetivamente com pesquisas nesse tema pois as estruturas neotectônicas tendem a ser mais rasas e a interface entre camadas quaternárias e terciárias (provável alvo da pesquisa) sejam o primeiro refrator. Vale ressaltar que a tomografia sísmica é produto de inversão geofísica/matemática, logo, passível de erros produzidos durante o processo de inversão, que devem ser levados em conta durante a interpretação dos resultados.

A maior vantagem da sísmica de reflexão rasa é que as geometrias dos refletores apresentados nas seções empilhadas são obtidas diretamente e não são produtos de inversões geofísica/matemáticas. Por outro lado, as sempre presentes ondas de superfície e refratadas, podem inviabilizar a caracterização de estruturas muito rasas. Nessa pesquisa, estruturas foram caracterizadas pela sísmica de reflexão a profundidades maiores que 50 m. Para se obter resultados com alta resolução vertical, deve-se pensar no emprego de fontes sísmicas que produzem *wavelet* com alta frequência dominante e se possível de fase mínima. A fase mínima da *wavelet* pode contribuir com uma melhor performance da operação de deconvolução *spiking*.

Os estudos de deconvolução aplicado aos dados experimentais indicam que independente da fase da *wavelet* produzida pela fonte sísmica, operadores curtos foram mais bem sucedidos em atenuar reverberações e comprimir a *wavelet*. Com relação ao nível relativo de *white noise*, todos os níveis avaliados apresentaram resultados satisfatórios para a qualidade final da operação da deconvolução, portanto, imprescindível mas de qualquer modo devem ser realizados testes com diferentes valores antes da escolha do seu valor. A utilização de espectros de amplitude e autocorrelogramas auxilia na condução dos testes para a escolha dos melhores parâmetros da operação de deconvolução, porém maior relevância na decisão do emprego ou não da deconvolução e na escolha dos parâmetros adequados sempre deve ser dada às observações visuais nos sismogramas.

Comparando os resultados obtidos por diferentes fontes sísmicas, compactador (Ensaio A) e marreta (Ensaio C), aparentemente a deconvolução foi mais eficaz em comprimir a *wavelet* no caso da marreta.

Concluimos que a geologia da área de estudos engloba sedimentos Quaternários que se iniciam na superfície e tem sua base em aproximadamente 20 m de profundidade, os sedimentos da Fm. Pindamonhangaba estão entre as profundidades de 20 e 40 m e os do Gr. Taubaté (Fm. Resende) se estendem desde a profundidade de 40 m até profundidade superiores a 350 m.

## 8 Bibliografia

Baker, G. S., Steeples, D.W., and Drake, M. 1998. Muting the noise cone in near-surface reflection data: An example from southeastern Kansas. *Geophysics*, **63**: 1332-1338.

Baker, G. S. 1999. *Processing near-surface seismic-reflection data: A primer*. SEG Books, 81p.

Barbier, M.G., Bondon, P., Mellinger, R., Viallix, J.R. 1976. Mini-Sosie for land seismology. *Geophysical Prospecting*, **24**(3): 518-526.

Bevington, P. R.; Robinson, D. K. 2002. *Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences*, California, McGraw-Hill Education, 320p.

Carvalho, A.M.A. De; Vidal, A.C.; Kiang, C.H. 2011. Delimitação do embasamento da Bacia de Taubaté. *Geologia USP*, **11**:1.

Cogné, N., Cobbold, P. R., Riccomini, C., Gallagher, K. 2013. Basin (Southeastern Brazil): Insights from regional seismic profiles and outcrop data. *Journal of South American Earth Sciences*, **42**:194-204.

Dentith, M., Mudge, S. 2014. *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge, University Printing House, 516p.

Fernandes, F. L. 1993. *Arcabouço estrutural e evolução da Bacia de Taubaté-SP*. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 225p.

Fernandes, F. L; Chang, H. K. 2001. Modelagem gravimétrica da Bacia de Taubaté: Vale do rio Paraíba do Sul, leste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geofísica*, **19**:131-144

Forel, D.; Benz, T.; Pennington, W. D. 2005. *Seismic Data Processing with Seismic Unix: A 2D Seismic Data Processing Primer*. Society of Exploration Geophysicists.

Frydenlund, P. 2017. *Acquisition, Processing and Interpretation of Geophysical Data from the Fen Complex in Telemark, Norway*. Dissertação de Mestrado. NTNU.

Gebrande, H., Miller, H. 1985. Refraktionsseismik, in *Angewandte Geowissenschaften II*. Bender F. (ed.). Ferdinand Enke, Stuttgart, 226–260.

Hagedoorn, J. G., 1959. The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections: *Geophys. Prosp.* **7**: 158–182.

Hamada, R. L. Porsani, J. L., Bortolozzo, C. A., Rangel, R. C. 2018. TDEM and VES soundings applied to a hydrogeological study in the central region of the Taubaté Basin, Brazil. *First Break*, **36**(8):49-54.

Harith, Z. Z. T. 1998. *New methods in shallow seismic reflection*. Tese de Doutorado. University of Glasgow (United Kingdom).

Hiruma, S. T., Riccomini, C., Modenese-Gauttieri, M. C. 2001 .Neotectônica no planalto de Campos do Jordão, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(3): 375-384.

Jansen, S. 2010. *Parameter investigation for subsurface tomography with refraction seismic data*. Dissertação de Mestrado, Niels Borh Institute, Universty of Copenhagen.

Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. 2009. *Geofísica de exploração*. São Paulo, Oficina de textos, 429p.

Lucena, R. F. 2016. *Avaliações e testes dos métodos MASW e ReMi por meio do tratamento de dados empíricos e sintéticos em um programa de processamento e inversão desenvolvido em MATLAB e sua implicação em um problema geológico na Bacia de Taubaté*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212p.

Mancini, F. 1995. *Estratigrafia e Aspectos da Tectônica Deformadora da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, SP*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 107p.

Mancini, F. Riccomini, C. 1994, Estilos estruturais da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, SP. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. Balneário de Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, **1**: 564-565.

Marques, A. 1990. Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratórias da Bacia de Taubaté, São Paulo, Brasil. *Bol. Geoc. Petrobrás*, **4**(3): 253-262.

Marsden, D. 1993. Static corrections—A review, Part 1. *The leading edge*, **12**,(1): 43-49.

Matsuda, T., Kinugasa, Y. 1991. Active faults in Japan. *Episodes*,**14**: 199-204.

Miller, R.D., 1992. Normal moveout stretch mute on shallow-reflection data. *Geophysics*, **57**: 1502-1507.

Milsom, J. Eriksen, A. 2011. *Field Geophysics*. Quarta edição. Chichester, John Wiley & Sons Ltd, 297p.

Park, C. B., Miller, R. D., Steeples, D. W., Black, R. A. 1996. Swept impact seismic technique (SIST). *Geophysics*, **61**(6): 1789-1803.

Rangel, R. C., Porsani, J. L., Bortolozo, C. A., Hamada, L. R. 2018. Electrical Resistivity Tomography and TDEM Applied to Hydrogeological Study in Taubaté Basin, Brazil. *International Journal of Geosciences*, **9**(2), 119-130.

Reynolds, J. M. 2011. *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons.

Riccomini, C. 1989. *O rift continental do sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 256p.

Riccomini, C., SantAnna, L. G., Ferrari, A. L. 2004. Evolução geológica do rift

continental do sudeste do Brasil. Pp. 383–405. *In*: Mantesso-Neto, V., A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro e B. B. Brito-Neves (Eds.). Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, *Editora Beca*, 673p.

Rohdewald, S. R. 1999. Rayfract manual.

Schuster, G.T., Quintus-Bosz, A. 1993, Wavepath eikonal travelttime inversion: theory: *Geophysics*, **58**(9): 1314–1323.

Sheehan, J. R., Doll, W. E., Mandell, W. A. 2005. An evaluation of methods and available software for seismic refraction tomography analysis. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, **10**(1): 21-34.

Shtivelman, V. 2003. Application of shallow seismic methods to engineering, environmental and groundwater investigations. *Bollettino di Geofisica teorica ed applicata*, **44**(3-4): 209-222.

SIAGAS – CPRM. *CPRM: Brazilian Geological Service; SIAGAS – Groundwater Information System*. Disponível online: [siagasweb.cprm.gov.br/layout/pesquisa\\_complexa.p hp](http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/pesquisa_complexa.p_hp). Acessado em 19, Fevereiro, 2021

Steeple, D. W., Miller, R. D. 1998. Avoiding pitfalls in shallow seismic reflection surveys. *Geophysics*, **63**(4): 1213-1224.

Stockwell Jr, J. W. 1999. The CWP/SU: seismic Un\*x package. *Computers & Geosciences*, **25**(4): 415-419.

Stockwell Jr. J. W. 2011. *A course in geophysical image processing with Seismic Unix*. Center for Wave Phenomena, 194.

Telford, W. M. et al. 1990. *Applied geophysics*. Cambridge university press.

Trifonov, V.G. 1989. An overview of neotectonics studies. *International Geology Review*, **31**: 111-161.

Woodward, M.J., Rocca, F. 1988. Wave-equation tomography. *In* Expanded Abstracts: 58th Ann. Internat. Mtg., *Society of Exploration Geophysics*, p. 1232–1235.

Yilmaz, O. 1998. *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*. Society of exploration geophysicists.