



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE CIÊNCIAS FÍSICAS E MATEMÁTICAS  
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

Yasmim Mourad Oshiro

**Desenvolvimento de um fluxo de trabalho para imageamento de estruturas oceânicas a partir de dados de sensores de fundo oceânico (OBN)**

Florianópolis

2022

Yasmim Mourad Oshiro

**Desenvolvimento de um fluxo de trabalho para imageamento de estruturas oceânicas a partir de dados de sensores de fundo oceânico (OBN)**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Santa Catarina para obtenção do título de Mestre em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Henrique da Fontoura Klein

Coorientador: Dr. Francisco Carlos Lajús Junior

Florianópolis

2022

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,  
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Oshiro, Yasmim Mourad

Desenvolvimento de um fluxo de trabalho para imageamento de estruturas oceânicas a partir de dados de sensores de fundo oceânico (OBN) / Yasmim Mourad Oshiro ; orientador, Antonio Henrique da Fontoura Klein, coorientador, Francisco Carlos Lajús Junior, 2022.

75 p.

Dissertação (mestrado profissional) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Ciências Físicas e Matemáticas, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Florianópolis, 2022.

Inclui referências.

1. Oceanografia. 2. oceanografia sísmica. 3. estruturas termohalinas. 4. ocean bottom nodes. 5. wavepath migration. I. Klein, Antonio Henrique da Fontoura . II. Lajús Junior, Francisco Carlos . III. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia. IV. Título.

Yasmim Mourad Oshiro

**Desenvolvimento de um fluxo de trabalho para imageamento de estruturas oceânicas a partir de dados de sensores de fundo oceânico (OBN)**

O presente trabalho em nível de mestrado foi avaliado e aprovado por banca examinadora composta pelos seguintes membros:

Prof. Dr. Antonio Fernando Härter Fetter Filho  
Universidade Federal de Santa Catarina

Dr. André Bulcão  
Centro de Pesquisas, Desenvolvimento e Inovação Leopoldo Américo Miguez de Mello

Certificamos que esta é a **versão original e final** do trabalho de conclusão que foi julgado adequado para obtenção do título de mestre em Oceanografia.

---

Coordenação do Programa de Pós-Graduação

---

Prof. Dr. Antonio Henrique da Fontoura Klein  
Orientador(a)

Florianópolis, 2022.

A todos que me auxiliaram e estiveram presente ao longo dessa jornada.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha família pelo apoio incondicional em todos os momentos da minha vida. Ao Wagner por encarar essa jornada ao meu lado, me dando todo suporte que eu preciso.

Ao Francisco Lajús, meu coorientador, que me ofereceu muito mais do que conselhos acadêmicos. Ao meu orientador Antonio Klein por valiosos ensinamentos, a oportunidade de desenvolver essa pesquisa e a disponibilização da infraestrutura necessária para tal.

Aos integrantes do Projeto Velocidade do Som e colegas do Laboratório de Oceanografia Costeira (LOC) pelos momentos de descontração e apoio.

Ao Carlos Eduardo Theodoro e ao Gilberto Rodrigues de Lima por todas dicas e suporte sobre os dados sísmicos utilizados. Ao André Bulcão e Bruno Pereira Dias pelo mini curso de processamento sísmico usando o *Seismic Unix* e *Madagascar*, e também por colaborar com o desenvolvimento desta pesquisa.

*To Professor Sherif for providing the DataPick software and for his patience in explaining how to use it. To Professor Schuster for his collaboration and new ideas for the continuation of this research. To Yicheng for all the shared codes.*

Por fim, agradeço a Petrobras e a Fundação de Amparo à Pesquisa e Extensão Universitária (FAPEU) pelo apoio financeiro durante a realização do presente trabalho.

Vão tentar derrubar, que é pra me ver crescer  
E às vezes me matar, que é pra eu renascer  
Como uma supernova, que atravessa o ar  
Eu sou a maré viva, se entrar, vai se afogar  
(SILVEIRA, 2014)

## RESUMO

A oceanografia sísmica tradicionalmente utiliza as reflexões da coluna d'água, registradas em levantamentos sísmicos com sensores rebocados, para recuperação dos parâmetros físicos do oceano e imageamento de estruturas oceânicas. Neste trabalho, entretanto, foi investigada a possibilidade de as mesmas reflexões serem registradas em sensores oceânicos de fundo. Desse modo, foi proposto um fluxo de trabalho para o imageamento da coluna d'água a partir de dados de *Ocean Bottom Nodes* (OBN). Para validação do método utilizou-se dados sintéticos modelados a partir de um perfil de velocidade contendo uma estrutura oceânica simbólica, e considerando geometrias de aquisição similares a experimentos de campo para *streamer* e *nodes*. Em ambos os dados foram selecionados os tempos de trânsito da onda direta e cinco reflexões, e para facilitar o *picking* manual destes eventos, utilizou-se o atributo envelope do traço, uma forma suavizada do traço sísmico. Verificou-se que o uso desse atributo associado a influência do *picking* manual, pode introduzir desvios nos tempos de trânsito na ordem de  $10^{-2}$  segundos. Para o imageamento, novas respostas para sensores virtuais foram obtidas aplicando o princípio de Fermat nos dados de OBN, utilizando somente os tempos de trânsito dos eventos registrados. Em ambos os dados utilizou-se o Princípio da Reciprocidade antes da migração. A imagem da coluna d'água foi obtida a partir da *Wavepath Migration*, uma alternativa à migração Kirchhoff com menor custo computacional. A metodologia proposta permitiu o imageamento das estruturas oceânicas a partir de dados sísmicos sem a necessidade de informações adicionais e dados de medições *in situ*, nos dados sintéticos de *streamer* e *nodes*, e o uso de dados sintéticos permitiu a comparação da metodologia em ambos os casos em um experimento numérico controlado. Apesar dos ruídos presentes em ambas as imagens, os resultados obtidos sugerem que o fluxo de trabalho proposto é promissor para o estudo da coluna d'água em diferentes geometrias de aquisição.

**Palavras-chave:** oceanografia sísmica; estruturas termohalinas; *ocean bottom nodes*; *wavepath migration*

## ABSTRACT

Seismic oceanography uses the water column reflections, recorded for towed receivers in seismic acquisitions, to recover ocean physical parameters and image ocean structures. In this work, however, we investigated the possibility of the same reflections being recorded in ocean bottom sensors. Thus, a workflow was proposed for imaging the water column from ocean bottom nodes (OBN) data. For validation, a synthetic data modeled from a velocity profile containing a symbolic ocean structure was used, with geometries similar to field experiments for streamer and nodes. In both data, the traveltimes for direct wave and five reflections were selected, and to facilitate the manual picking of these events, the seismic attribute trace envelope was used, as a smoothed form of the seismic trace. It was found that the use of this attribute, associated with the influence of manual picking, could introduce traveltimes deviation in the order of  $10^{-2}$  seconds. For imaging, new responses for virtual sensors were obtained by applying Fermat's principle to OBN data, using only the traveltimes of the recorded events. In both data, the principle of reciprocity was used before migration. The image of the water column was obtained from Wavepath Migration, an alternative to Kirchhoff Migration with lower computational cost. The proposed methodology allowed imaging ocean structures from seismic data without needing any additional information and/or in situ measurement data, in the synthetic data from streamer and nodes, and the use of synthetic data allowed the comparison of the methodology in both cases in a controlled numerical experiment. Despite the noise in both images, the results obtained suggest that the proposed workflow is promising for the water column studies for different acquisition geometries.

**Keywords:** seismic oceanography; thermohaline structures; ocean bottom nodes; *wavepath migration*

## LISTA DE FIGURAS

<p>Figure 1: Aligned with redatum idea (CLAERBOUT, 1968; RICKETT; CLAERBOUT, 1999), for a specific node position in <math>g''</math>, the correlation between <math>sg'</math> containing the transmitted multiple, with <math>g'g''</math> direct arrival, results in <math>sg'</math>. A Fermat's interferometric principle assumes minor contributions of non-specular reflections to imaging process, justified by high frequency stationary phase analysis (SCHUSTER <i>et al.</i>, 2004). Leftmost, the specular ray is present as solid line, whereas diffraction variants are displayed as dotted line. ....</p>	26
<p>Figure 2: a) Velocity model used in synthetic simulation. Hundredth common shot gather for b) streamer and d) OBN; and common receiver gather c) at 1153 m in simulation domain for streamers and e) 6300 m for OBN. The black arrows indicate the selected reflections on streamers and nodes seismograms. ....</p>	30
<p>Figure 3: a) Picked traveltimes, in seconds, in streamer CSG after interpolation and reciprocity. As minimum offset was set to 50 m no information is available closer to zero offset. b) OBN interferometric traveltimes obtained in CRG from the synthetic data. The shown travel times are those where there is sufficient coverage to not influence Fermat's principle. ....</p>	32
<p>Figure 4: a) Migrated streamer data. First and second layer are not properly migrated, however meddie's boundaries are properly determined. Some artefacts are seen in shallows portions and at 700 m depth. b) Interferometric OBN migrated data, although the noise all layers are properly migrated. ....</p>	34
<p>Figura 5: Sismogramas dos dados reais. a) arquivo 1317.1386.1 dos dados de hidrofone contendo as <i>sail lines</i> 1375, 1377, 1379, 1381 e 1382; b) destaque da <i>sail line</i> 1379, com 162 traços; c) arquivo 1317.1386.1 de ondas descendentes, considerando as mesmas <i>sail lines</i>. ...</p>	39
<p>Figura 6: Disposição das <i>receiver lines</i> (em vermelho), <i>sail lines</i> (em roxo), localização dos <i>nodes</i> (círculos azuis) e área de disparos. ....</p>	42
<p>Figura 7: Vista lateral do levantamento. A análise da distância perpendicular entre os receptores e disparos verificar quais dados serão utilizados na linha sísmica criada. ....</p>	43
<p>Figura 8: Seleção de <i>nodes</i> e disparos ao longo de uma linha sísmica arbitrária. Os círculos azuis representam os receptores observados dentro da tolerância limite estipulada. Os pontos pretos próximos a linha são os disparos obtidos dentro de outra tolerância limite. ....</p>	44
<p>Figura 9: Sismograma da <i>receiver line</i> apresentada na Figura 8. ....</p>	44
<p>Figura 10: Sismogramas em CRG do arquivo 1317.1386.1 <i>sail line</i> 1375. O traço destacado em vermelho é apresentado na imagem à direita. Após a onda direta todas as informações da coluna d'água são registradas em aproximadamente 0,5 s. ....</p>	46

Figura 11: À esquerda o traço da Figura 11 representado no domínio da frequência. À direita o traço original (vermelho) e os traços resultantes do <i>zero padding</i> , com ênfase na região da onda direta. ....	47
Figura 12: Filtragem SVD adaptativa. a) Dado bruto em do arquivo 1317.1389.1 <i>sail line</i> 1375, em CRG; b) Dado filtrado reconstruído usando o primeiro valor singular; b) Resíduo associado ao segundo valor singular; e c) Resíduo associado ao terceiro valor singular. ....	49
Figura 13: Análise do comportamento dos tempos de trânsito da onda direta. a) Tempos de trânsito da onda direta de 484 disparos efetuados em 24/12/2018; b) Variação de tempos de trânsito em relação ao <i>offset</i> . ....	50
Figura 14: Posições do disparo e receptor utilizados para análise do efeito do uso de atributos sísmicos no <i>picking</i> para os dados de <i>streamer</i> e <i>ocean bottom node</i> , respectivamente, no modelo de velocidade utilizado. ....	64
Figura 15: Eventos analisados em 100 traços de a) <i>node</i> e b) <i>streamer</i> . Os eventos destacados são aqueles obtidos através do <i>picking</i> no dado bruto. O sismograma de <i>streamer</i> é apresentado em <i>two-way traveltime</i> (TWT). ....	65
Figura 16: Análise dos tempos de trânsito para os dados de <i>streamer</i> antes e após a aplicação do envelope do traço. A linha sólida nos gráficos representa o módulo da diferença entre o dado bruto e o dado com envelope. A linha pontilhada indica a média dessas diferenças e a área colorida ao seu redor, o desvio padrão para a) onda direta, b) primeira, c) segunda, d) terceira, e) quarta e f) quinta reflexões analisadas.....	68
Figura 17: Análise dos tempos de trânsito para os dados de <i>node</i> antes e após a aplicação do envelope do traço. A linha sólida nos gráficos representa o módulo da diferença entre o dado bruto e o dado com envelope. A linha pontilhada indica a média dessas diferenças e a área colorida ao seu redor, o desvio padrão para a) onda direta, b) primeira, c) segunda, d) terceira, e) quarta e f) quinta reflexões analisadas.....	69
Figura 18: Valores médios (em azul) e desvio padrão (em vermelho) dos percentuais de ocorrência dos primeiros dígitos nos dados: a) arquivo 1317.1386.1 de hidrofone e b) arquivo 1317.1386.1 de ondas descendentes. ....	71

## LISTA DE TABELAS E QUADROS

Table 1: Simulated acquisition parameters.....	29
Tabela 2: Parâmetros do levantamento.....	40
Tabela 3: Quantidade de sensores em casa <i>receiver line</i> .....	40
Tabela 4: Etapas de pré-processamento já aplicadas nos dados de hidrofone e ondas descendentes .....	41
Tabela 5: Relação entre a quantidade de disparos que foi registrada por sensor. ....	50
Tabela 6: Diferenças nos tempos de trânsito, em segundos, nos dados de <i>streamer</i> antes e após a aplicação do atributo sísmico envelope do traço. ....	66
Tabela 7: Diferenças nos tempos de trânsito, em segundos, nos dados de <i>node</i> antes e após a aplicação do atributo sísmico envelope do traço. ....	67
Tabela 8: Relação da quantidade de ondas diretas em que o <i>picking</i> foi feito para cada arquivo de hidrofone e campo de ondas descendentes .....	72

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

MK	Migração Kirchhoff
OS	Oceanografia Sísmica
CTD	<i>Conductivity, Temperature and Depth</i>
XBT	<i>eXpendable BathyTermograph</i>
WM	<i>Wavepath Migration</i>
OBN	<i>Ocean Bottom Nodes</i>
CDP	<i>Common Depth Point</i>
CRG	<i>Common Receiver Gather</i>
CSG	<i>Common Shot Gather</i>
TWT	<i>Two-way traveltime</i>
ROV	<i>Remotely Operated underwater Vehicle</i>
LMO	<i>Linear MoveOut correction</i>

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>16</b>
1.1	PERGUNTAS DE PESQUISA .....	19
1.2	HIPÓTESE .....	19
1.3	OBJETIVOS .....	19
<b>1.3.1</b>	<b>Objetivo Geral.....</b>	<b>19</b>
<b>1.3.2</b>	<b>Objetivos Específicos .....</b>	<b>19</b>
1.4	ORGANIZAÇÃO DOS RESULTADOS .....	20
<b>2</b>	<b>ACOUSTIC IMAGING OF OCEANIC STRUCTURES USING OCEAN BOTTOM NODES AND STREAMER DATA.....</b>	<b>21</b>
2.1	Introduction.....	23
<b>2.1.1</b>	<b>Reciprocity.....</b>	<b>24</b>
<b>2.1.2</b>	<b>Interferometric redatum .....</b>	<b>24</b>
2.2	Migration .....	27
2.3	SYNTHETIC SIMULATION .....	28
2.4	RESULTS .....	31
<b>2.4.1</b>	<b>Streamer Data .....</b>	<b>31</b>
<b>2.4.2</b>	<b>OBN Data .....</b>	<b>33</b>
2.5	DISCUSSION.....	35
2.6	CONCLUSIONS .....	36
<b>3</b>	<b>DADOS DE CAMPO – PROCESSAMENTO INICIAL .....</b>	<b>38</b>
3.1	Manipulação dos dados 3D para 2D .....	43
3.2	Pré-processamento .....	45
<b>3.2.1</b>	<b><i>Zero-padding</i> .....</b>	<b>45</b>
<b>3.2.2</b>	<b>Filtragem .....</b>	<b>47</b>
<b>3.2.3</b>	<b><i>Picking</i> da onda direta.....</b>	<b>49</b>
<b>4</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>51</b>

<b>5</b>	<b>CONTRIBUIÇÕES CIENTÍFICAS .....</b>	<b>55</b>
<b>6</b>	<b>TRABALHOS FUTUROS .....</b>	<b>55</b>
	<b>APÊNDICE A – Análise da aplicação do atributo sísmico envelope do traço no picking dos dados sintéticos de Cádiz.....</b>	<b>63</b>
	<b>APÊNDICE B – APLICAÇÃO DA LEI DE BENFORD EM DADOS SÍSMICOS DE CAMPO.....</b>	<b>70</b>
	<b>APÊNDICE C – RELAÇÃO ENTRE ARQUIVO E QUANTIDADE DE AMOSTRAS DE TEMPO DE TRÂNSITO PARA ONDA DIRETA EM DADOS REAIS.....</b>	<b>72</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A sísmica de reflexão é uma técnica consolidada na identificação de perfis geológicos, sendo utilizada principalmente na identificação de reservatórios de petróleo e gás (CHOPRA; MARFURT, 2007; KEAREY; BROOKS; HILL, 2009; SHERIFF; GELDART, 1983; TATHAM; MCCORMACK, 1991; YILMAZ, 2001). Tradicionalmente, em um levantamento sísmico marinho o sinal é produzido por uma fonte sonora controlada posicionada na superfície oceânica. As fontes usadas geram trens de ondas de curta duração, com ampla gama de frequências, que se propagam por compressão e descompressão. Ao atingir a interface entre dois meios com diferentes densidades e velocidades de propagação, o pulso sísmico se divide em energia transmitida e energia refletida. A porção da energia que é refletida de volta à superfície pode ser registrada por um conjunto de sensores, normalmente em função do tempo duplo<sup>1</sup> (ida e volta) e é conhecida como traço sísmico.

O processamento dos sinais registrados nos sensores permite estimar propriedades físicas e estruturais das camadas pelas quais a energia acústica se propagou. No imageamento sísmico, ou migração, os refletores são movidos as suas posições verdadeiras no tempo e espaço, corrigindo a inclinação e suprimindo a energia difratada, aproximando a seção sísmica à geológica (DONDURUR, 2018). Os algoritmos de migração são baseados, principalmente, na retropropagação do campo de ondas por diferenças finitas, métodos de frequência-número de onda, ou teoria Kirchhoff, implementados no domínio do tempo ou profundidade, nos dados pré ou pós empilhamento.

A migração Kirchhoff (MK) é um dos métodos de imageamento mais utilizados na indústria. Essa técnica é baseada no princípio de Huygens, em que os refletores são formados por uma série de pontos contíguos que agem como fontes secundárias (YILMAZ, 2001) e originam hipérbolas de difração. A reconstrução da imagem sísmica, é feita a partir da distribuição do campo de ondas ao longo de isócronas de tempos de trânsitos, e obtida pela interferência construtiva dessas isócronas ao longo dos refletores. A alta qualidade da imagem, especialmente em modelos complexos, e a flexibilidade em relação aos parâmetros de aquisição permitem a aplicação desse algoritmo em diversos dados. Entretanto, em alguns casos a interferência construtiva das isócronas não é completa, como em levantamentos com baixa cobertura ou abertura inadequada do operador de migração (BUSKE; GUTJAHR; SICK, 2009). Nesses casos, artefatos de migração e ruídos podem estar presentes na imagem final, além da

---

<sup>1</sup> Do inglês *two-way travel time*.

migração incorreta dos refletores. Ainda há o alto custo computacional associado ao método, visto que todas amostras do traço são retropropagadas ao longo das isócronas de difração.

Modificações foram propostas para redução dos artefatos de migração (BUSKE; GUTJAHR; SICK, 2009; GRAY; MAY, 1994; SUN *et al.*, 2000) e diminuição do tempo de processamento (BEVC, 1997; DA COSTA; RAZ; KOSLOFF, 1989; SEA, 2000; SUN; SCHUSTER, 2003). Dentre estas, destaca-se a *Wavepath Migration* (WM) (SUN; SCHUSTER, 2003), uma forma reduzida da migração Kirchhoff obtida por aproximação de fase-estacionária. Na WM a energia é espalhada apenas na porção da hipérbole de difração onde os caminhos de ondas<sup>2</sup> especulares se intersectam, diminuindo o custo computacional do imageamento e artefatos de migração (SUN; SCHUSTER, 1999, 2003). Assumindo que o sinal da fonte tem alta frequência e banda limitada, o diâmetro dessa região é correspondente a zona de Fresnel (SUN; SCHUSTER, 2003). Um caminho de raio é, portanto, uma região definida pelo volume de Fresnel (HARLAN, 1990) e composta por raios originados por uma fonte pontual e registrados por um receptor, cujos tempos de trânsito diferem em até meio período do tempo de trânsito do raio especular (YILMAZ, 2001). Quando comparada a migração Kirchhoff, a aplicação da WM pode diminuir os artefatos de migração e definir estruturas complexas com maior precisão e eficiência computacional (SUN; SCHUSTER, 2003). Entretanto, a acurácia do método depende da estimativa correta do ângulo de incidência dos raios, o que pode torna-lo menos robusto que a migração Kirchhoff.

Diferentes autores demonstraram que a sísmica de reflexão também é capaz de capturar pequenas reflexões oriundas de variações de temperatura e salinidade presentes na coluna d'água (FER *et al.*, 2010; GONELLA; MICHON, 1988; HOLBROOK *et al.*, 2003; HOLBROOK; FER, 2005; HOLBROOK; FER; SCHMITT, 2009; RUDDICK *et al.*, 2009). Esta área de estudo, conhecida como Oceanografia Sísmica (OS) (HOLBROOK; FER, 2005), permite a identificação de estruturas oceânicas com altas resoluções lateral, com magnitudes de 5 a 10 m, e vertical de aproximadamente 10 m (BIESCAS *et al.*, 2008; BUFFETT *et al.*, 2017; HOLBROOK *et al.*, 2003). Tais valores representam um aumento de resolução horizontal de duas ordens de grandeza em comparação a técnicas tradicionais de medições de propriedades oceânicas, como CDT (*Conductivity, Temperature and Depth*) e XBT (*eXpendable BathyThermograph*). A resolução lateral obtida em OS viabiliza o estudo de diversos fenômenos

---

<sup>2</sup> Também chamado de *fat ray* ou raio gordo.

marinhos em maior detalhe, tais como o encontro de diferentes massas d'água<sup>3</sup>, *meddies*<sup>4</sup>, encontro de correntes<sup>5</sup>, comportamento de ondas internas<sup>6</sup>, escadas termohalinas<sup>7</sup> e outros. Ainda, pelo fato desta técnica derivar da mesma já consolidada no estudo geológico, com algumas diferenças no processamento, existe então a possibilidade da reanálise da vasta extensão de dados já adquiridos em ambientes marinhos pela indústria de petróleo, com intuito da caracterização das propriedades oceânicas.

Na Oceanografia Sísmica, uma alternativa pouco explorada para o estudo da coluna d'água envolve o processamento de dados sísmicos em sensores distribuídos no fundo oceânico, em especial os *Ocean Bottom Nodes* (OBN). A aplicação da tomografia acústica em dados de sensores de fundo permite a cobertura vertical e horizontal completa da coluna d'água, com ausência de lacunas encontradas em abordagens clássicas de imageamento do oceano (DUNN, 2015). Estudos que empregam o processamento de reverberações que atravessam a coluna d'água, registradas em *Ocean Bottom Seismometers*, para reconstrução da estrutura interna do oceano foram desenvolvidos por Grad *et al.* (2011) e Dunn (2015). Portanto, o entendimento das técnicas de processamento aplicadas a sensores de fundo para o estudo de estruturas oceânicas, parece promissor na complementação dos estudos oceanográficos desenvolvidos pela OS.

Nesse contexto, buscou-se estabelecer uma metodologia única, que pudesse ser aplicada para o imageamento da coluna d'água em dados de OBN e dados de *streamer*. Os dados sintéticos utilizados foram gerados a partir de uma modelagem com condições de contorno de superfície livre, assegurando que as reflexões geradas a partir da primeira múltipla de superfície sejam registradas nos sensores de fundo, de forma similar ao experimento realizados durante levantamentos sísmicos *in situ*. A geometria de aquisição dos dados simulados se assemelha a levantamentos de campo, com maior espaçamento entre *nodes* em relação aos *streamers*. Desse modo, para aumentar o volume de traços nos OBN, utiliza-se o princípio de Fermat, em que novas respostas são geradas para *nodes* virtuais posicionados à profundidade da fonte. Para o *redatum* desses receptores, somente as informações contidas no

---

<sup>3</sup> Corpos d'água com parâmetros físico-químicas característicos e origem conhecida.

<sup>4</sup> Vórtices anticiclônicos formados no Mar Mediterrâneo que viajam pelo Atlântico Norte em profundidade entre 500 e 1500m, com temperatura, salinidade e velocidade anômalas.

<sup>5</sup> Correntes marinhas descrevem o fluxo d'água de um local a outro. São contínuas, preditivas e direcionais, com origens associadas aos ventos, gravidade e densidade.

<sup>6</sup> Ondas de gravidade que ocorrem no interior do oceano com período longo e baixa velocidade. São geradas quando a interface entre camadas d'água com diferentes densidades é perturbada, podendo se estender por dezenas de quilômetros e se mover pelo oceano por várias horas.

<sup>7</sup> Do inglês *thermohaline staircase*; camadas de água empilhadas em padrão de degraus, formadas e mantidas por difusão dupla de temperatura e salinidade. Representam camadas de convecção mais espessas, entre dezenas a centenas de metros, separadas por interfaces mais finas, na ordem de metros, com gradiente alto.

próprio dado são utilizadas, tais como múltiplas de alta ordem e ruídos coerentes, o que pode contribuir na melhoria da resolução e iluminação da imagem sísmica. Em ambos os dados, de *streamer* e OBN, é aplicado o Princípio da Reciprocidade para auxiliar na continuidade geométrica, intercambiando fontes e sensores de modo a replicar o dado similar a uma aquisição *slipt-spread*, em que a posição da fonte é interna ao arranjo de receptores (ALERINI *et al.*, 2009; JOHNSON, 2013; KATOU *et al.*, 2018). Para o imageamento é utilizado o algoritmo de *Wavepath Migration*, devido ao baixo custo computacional da WM, quando comparada a migração Kirchhoff, o que possibilitaria o imageamento rápido e análise de um grande volume de dados para caracterização da coluna d'água.

### 1.1 PERGUNTAS DE PESQUISA

- a) É possível imagear estruturas oceânicas utilizando dados sísmicos de levantamentos *ocean bottom nodes*, aplicando o princípio de Fermat e *Wavepath Migration*?
- b) É possível desenvolver um método único que assume as semelhanças do imageamento em dados de *nodes* e de *streamers*?

### 1.2 HIPÓTESE

Assumindo que as reflexões geradas pelo contraste de impedância entre as camadas da coluna d'água são registradas nos levantamentos de *nodes* e *streamers*, e a utilização do princípio de Fermat permite o *redatum* dos receptores de fundo à superfície, é possível a aplicação de um fluxo de trabalho único que permita a reconstrução das estruturas oceânicas em ambas geometrias de levantamento.

### 1.3 OBJETIVOS

#### 1.3.1 Objetivo Geral

Imagear estruturas oceânicas presentes na coluna d'água, a partir de eventos identificados em dados sísmicos de *Ocean Bottom Nodes*.

#### 1.3.2 Objetivos Específicos

São os objetivos específicos:

- a) Gerar dados sísmicos sintéticos em locais onde as reflexões causadas pelas variações de impedância presentes no ambiente marinho são perceptíveis;
- b) Construir um fluxo de trabalho para o imageamento de estruturas oceânicas a partir de dados sísmicos;

- c) Aplicar etapas necessárias de processamento e imageamento das estruturas oceânicas registradas nos dados sísmicos;
- d) Comparar os resultados do imageamento entre as diferentes geometrias de aquisição, OBN e *streamer*.

#### 1.4 ORGANIZAÇÃO DOS RESULTADOS

Na seção 1 foi feita a apresentação e justificativa do problema, assim como as perguntas, hipóteses e objetivos do trabalho. Na seção seguinte são apresentados os resultados da presente pesquisa, organizados em forma de artigo, submetido à revista *Geophysics*. O objetivo do artigo é apresentar um fluxo de trabalho para o imageamento da coluna d'água utilizando unicamente dados sísmicos de *nodes*, comparando os resultados com a aplicação do mesmo método de migração em dados de *streamers*.

Na seção 3 estão as informações dos dados sísmicos de campo fornecidos à pesquisa pela Petrobras no escopo do projeto em que esta pesquisa se insere, e o pré-processamento aplicado para adequação a metodologia proposta. Na seção 4 as principais conclusões deste trabalho são apresentadas, assim como as limitações encontradas e sugestões para futuros trabalhos. No Apêndice A é apresentada a análise feita para o *picking* nos dados sintéticos após a aplicação do atributo envelope do traço. No Apêndice B os resultados obtidos a partir da aplicação da lei de Benford nos dados de campo são discutidos. Uma tabela que relaciona o número de amostras de tempo de trânsito com cada dado de campo de ondas descendentes e hidrofone é apresentada no Apêndice C.

O artigo científico foi redigido de acordo com a estrutura proposta pela revista, entretanto, as normas aplicadas aqui são referentes a um conjunto de orientação da ABNT, organizadas pela Universidade Federal de Santa Catarina.

## **2 ACOUSTIC IMAGING OF OCEANIC STRUCTURES USING OCEAN BOTTOM NODES AND STREAMER DATA**

Este capítulo contém o artigo que foi submetido à revista *Geophysics*, da editora *Society of Exploration Geophysics*, qualis A1 (2013-2016) com índice de impacto 2,928 em 2020 (Clarivate, 2021).

## ACOUSTIC IMAGING OF OCEANIC STRUCTURES USING OCEAN BOTTOM NODES AND STREAMER DATA

Yasmim Mourad Oshiro<sup>1</sup>, Francisco Carlos Lajús Junior<sup>1</sup>, Yicheng Zhou<sup>2</sup>, Gerard Thomas Schuster<sup>2</sup>, Antonio Henrique da Fontoura Klein<sup>1</sup>

### Affiliations

1. Special Oceanography Coordination, Federal University of Santa Catarina, Florianópolis, SC, 88040-900, Brazil
2. King Abdullah University of Science and Technology, Thuwal, Makkah Province, 23955, Saudi Arabia

Corresponding author: Yasmim M Oshiro (yasmimoshiro@gmail.com)

### Abstract

Knowledge of sea water velocity variations is an important issue for subsurface seismic imaging, particularly in 3D and 4D surveys where reservoir variations must be distinguished from those related to spatio-temporal water variations. A very promisingly and highly-resolved alternative to classical water velocity corrections involves the processing of small amplitude reflections observed within the water layer, during typical marine acquisitions with streamers. We investigate the possibility that these very same reflections could be also acquired by ocean bottom sensors (i. e ocean bottom nodes and cables), and thus we propose a workflow that could be used to recover such oceanic structures to improve sound velocity models associated to the water layer region. For that, first we consider data from a simulated acoustic propagation occurring in a realistic ocean environment for two possible acquisition geometries: I) having towed surface streamers, and II) fixed node devices deployed on the ocean bottom. After identification of such water-layer reflection events, reciprocity and interferometric principles are applied to the associated traveltimes before further migration for proper image reconstruction. Here, a somewhat limited migration operator technique is considered (wavepath migration), looking for a computationally fast alternative to image ocean structures. The results obtained in both acquisition geometries are compared, displaying particular behavior in each geometry configuration, but ultimately suggesting that such workflow may be promising in the study of ocean environment and/or the development of better sound velocity models, departed strictly from the obtained seismic data.

## 2.1 INTRODUCTION

In marine seismic surveys sail lines are typically acquired with a time span of days, months and even years, especially in 4D-type acquisitions, which are usually directed to reservoir monitoring. In a significantly shorter period of time, however, physical properties of water column (i.e., temperature, salinity and sound velocity) can be expected to change due to a great range of spatio-temporal variation of oceanic behavior.

Weather conditions, tides, currents, fluctuations in salinity and temperature, wavefronts and swells are the most common reasons for variations of oceanic physical properties (DONDURUR, 2018; LACOMBE *et al.*, 2009; WRIGHT; COLLING, 1995). Normally, tides and currents are expected to affect the sea level, while variations in temperature and salinity impact physical properties. Additionally, it is well-known that variations on water column properties can induce discontinuities in seismic sections (LACOMBE *et al.*, 2009). Therefore, proper knowledge of the physical properties of seawater and its time-varying dependence has significant implications on seismic imaging. Also, the search for highly-resolved velocity models for the water layer constitutes a step towards more accurate monitoring and sustainable exploration of reservoirs.

Seismic oceanography is a relatively new field where classic multichannel seismic imaging is applied to retrieve very detailed water properties distribution of ocean structures from their impedance contrast, which are then related to reflections that occur within the water layer (FER *et al.*, 2010; HOLBROOK; FER, 2005). Interestingly, the possibility to identify and track reflections from interfaces between warm and cold waters along the length of a sail-line can also be found in earlier work on water-layer correction (BARLEY, 1999; WOMBELL, 1996). The main developments on this subject are currently being carried on by oceanographers, who saw potential in the increased horizontal resolution (compared to traditional oceanographic techniques) to explore water mass boundaries, eddies, internal waves, and thermohaline fine structure, among many other oceanic phenomena (e.g., HOLBROOK *et al.*, 2003; NANDI *et al.*, 2004; PÁRAMO; HOLBROOK, 2005; HOLBROOK; FER; SCHMITT, 2009; SONG *et al.*, 2009; FER *et al.*, 2010). Some recent studies, though, are more focused on the development of improved sound velocity models in the region of water layer (BORNSTEIN *et al.*, 2013; CVETKOVIC; SONG *et al.*, 2018; SAINT-ANDRE; BLANVILLAIN, 2019;).

In this work, we venture a somewhat new possibility, that such water-layer reflections could also be observed in data obtained by ocean bottom sensors, and that such information could be applied to the development of better water-layer velocity models or corrections. This

perception certainly differs from previous work, which relies on the information of high amplitude seafloor multiples to recover the physical properties of water layer (DUNN, 2015; GRAD *et al.*, 2011), or the averaged quantity obtained by the PIES - Pressure Inverted Echo Sounder (WANG *et al.*, 2013). In this sense, we conduct synthetic simulations to mimic the data that could be typically obtained by conventional towed-streamers and ocean bottom nodes seismic acquisitions, and then suggest a workflow for such data in order to image water-layer oceanic structures.

### 2.1.1 Reciprocity

The reciprocity principle states the interchanging of source and receiver without affecting the recorded data, by connecting the wave quantities which characterize two states that could occur in the same time-invariant domain (IKELLE, 2007). In marine acquisitions the reciprocity theorem can be stated as (IKELLE, 2007):

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \int_{\Omega} [p_a(x, t - \tau)s_b(x, \tau) - p_b(x, t - \tau)s_a(x, \tau)]d\Omega(x)d\tau = 0, \quad (1)$$

where  $p_a(x, t)$  represents the pressure at  $x$  at time  $t$  due to the time-varying source distribution  $s_a(x, t)$ , while  $p_b(x, t)$  represents the pressure at  $x$  at time  $t$  due to the time-varying source distribution  $s_b(x, t)$ .

For points sources and receivers in inhomogeneous anisotropic elastic medium, and assuming both source signatures are the same, Eq. (1) can be simplified as:

$$p_a(x_b, t) = p_b(x_a, t). \quad (2)$$

According to Eq. (2), the response recorded in  $x_a$  generated by a source in  $x_b$ , is the same as if the source were at  $x_a$  and recorded by a receiver in  $x_b$ . Therefore, for inhomogeneous anisotropic medium an acoustic response remains the same if source and receiver are interchanged, if the boundaries satisfy Dirichlet and/or Neumann boundary conditions (CARCIONE, 2014). Thus, as the oceans are inhomogeneous (LICHTE, 1919; REN *et al.*, 2022) and anisotropic at certain depths and timescales (HUANG *et al.*, 2007; RUDNICK, 2001), the reciprocity principle can be used to increasing coverage in OBN and streamer geometries (ALERINI *et al.*, 2009; JOHNSON, 2013).

### 2.1.2 Interferometric redatum

Analogous to optical interferometry, seismic interferometry is a technique of generating new responses of virtual sources and receivers by analyzing the interference patterns

of measured data. Pioneer of seismic interferometry, Claerbout (1968) correlated seismic traces generated by buried sources to obtain the Green's function of Earth's surface. Kirchhoff datuming – proposed by Berryhill (1979, 1984, 1986) – uses a deterministic extrapolation operator to redatum the data. Attempts to redatum 3D data were made by Baskir and Weller (1975) and Cole (1995) but both results were unable to validate Claerbout's theory. In Rickett and Claerbout (1999), the interferometric redatuming was extended to multidimensional models, and called as daylight imaging. Using a stationary phase, Schuster and Rickett (2000) showed that the summation of cross-correlated data, followed by migration, results in Earth's reflectivity. Later, daylight imaging was renamed to seismic interferometry and was shown that the imaging obtained by redatumed data using only a few buried sources in VSP data provides a useful image of the reflectivity distribution (SCHUSTER, 2001; SCHUSTER *et al.*, 2004). Wapenaar *et al.* (2002) proved Claerbout's theory using Green's function, providing a solid mathematical foundation. Schuster and Zhou (2006) reviewed the equations used in correlation-based redatuming methods, and showed the use of Fermat's principle to redatum traveltimes as an alternative to Green's theorem used to redatum wavefields.

In controlled-source applications, correlating the responses at two receivers and summing the correlogram from different shots, gives the impulse response of a new trace with a virtual source and/or receiver. This new trace, also known as redatumed trace, simulates a trace as if a shot and/or receiver were at the new datum (SCHUSTER, 2009). Seismic interferometry is also known as Green's function retrieval, because the source response is equal to Green's function convolved with a wavelet (WAPENAAR *et al.*, 2010).

After the interferometric redatum, the source-receiver array becomes closer to the target, reducing the distorting effects of the uninteresting parts of the medium (SCHUSTER, 2009, 2005). Additionally, because the data acts as natural wavefield extrapolators, no velocity models are needed. Since the only information used in seismic interferometry are the recorded traces, this allows us to use all the events in the trace, including higher-order multiples and coherent noise, thereby improving resolution, illumination, and the signal-to-noise ratio in the reflectivity image (SCHUSTER, 2009). However, the simple crosscorrelation approach has limitations and some assumptions are needed. The most important conditions are that the medium is lossless and waves are equipartitioned (THORBECKE *et al.*, 2009). The last assumption is that the receivers are isotropically illuminated, which can be achieved when the sources are regularly distributed along the surface, mutually uncorrelated and their power spectra are identical (THORBECKE *et al.*, 2009). This condition may not be realistic in field experiments. Therefore, this may lead to incomplete coherent noise cancellation and only partial

redatuming. Although in practical situations these conditions are usually partially fulfilled, the results are quite robust, but the retrieved amplitudes are unreliable and the results may be blurred by artefacts (THORBECKE *et al.*, 2009).

### 2.1.2.1 Fermat's Interferometric Principle

For interferometric redatum, we are particularly interested in Fermat's interferometric principle (SCHUSTER, 2005, 2014) applied to horizontally distributed ocean-bottom receivers, as schematically shown in Figure 1. For that, one must first consider the traveltime  $\tau_{sg''}$  relation, between a  $s$  source and a  $g''$  OBN-receiver, such as

$$\tau_{sg''} = \tau_{sx} + \tau_{xg'} + \tau_{g'g''}, \quad (3)$$

whereas  $\tau_{sx}$  is related to the traveltime between  $s$  and  $x$  (the location of the layer interface),  $\tau_{xg'}$  from  $x$  to  $g'$ , and  $\tau_{g'g''}$  from  $g'$  to  $g''$ . The later makes direct reference to first arrivals, which are central to Fermat's interferometric principle. By ascribing fixed  $s$  and  $g$  positions, it has been shown (SCHUSTER, 2005) that a minimization problem can be formulated for the traveltime difference associated to diffraction and specular reflections. A readily available estimation, however, is provided by the direct calculation of the left-hand side's difference:

$$\min_{g''} \left[ \overbrace{\tau_{gg''}^*}^{\text{direct wave}} - \overbrace{\tau_{sg''}}^{\text{specular mult.}} \right] = \overbrace{-\tau_{sx} - \tau_{xg}}^{\text{CDP specular primary}}, \quad (4)$$

for all  $g''$  node positions, which then returns an overall estimation for minimal time difference associated with the Common Depth Point (CDP) specular primary reflection. For a densely distributed source/receiver geometry, a node position can be readily chosen due to its proximity to the true minimal, otherwise some interpolation might be considered (specially in more sparsely distributed source/receiver geometry).

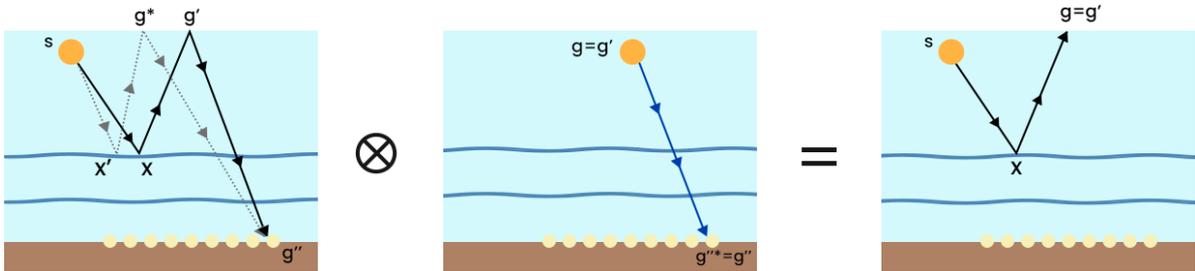


Figure 1: Aligned with redatum idea (CLAERBOUT, 1968; RICKETT; CLAERBOUT, 1999), for a specific node position in  $g''$ , the correlation between  $\overline{sg''}$  containing the transmitted multiple, with  $\overline{g'g''}$  direct arrival, results in  $\overline{sg'}$ . A Fermat's interferometric principle assumes minor contributions of non-specular reflections to imaging process, justified by high frequency stationary phase analysis (SCHUSTER *et al.*, 2004). Leftmost, the specular ray is present as solid line, whereas diffraction variants are displayed as dotted line.

## 2.2 MIGRATION

Over the years, several migration methods have been proposed and implemented in time or depth domains applied to the input data in different stages, such as before or after stacking. Those algorithms can be grouped into three main categories: Kirchhoff-type migration; finite-difference migration; and frequency-wavenumber migration methods (YILMAZ, 2001). Based on the integral solution of the wave equation, Kirchhoff migration (KM) is one of the most common and flexible migration method, although being computationally expensive, partly because each time sample in trace must be smeared along a quasi-ellipsoid in the velocity model. However, in the present work, we consider the wavepath migration (WM), a less costly alternative proposed by Sun and Schuster (2001) as a stationary phase approximation that smears the time sample along a limited portion of the quasi-ellipsoid, equivalent to a 1.5D fat way (SUN; SCHUSTER, 2003). Theoretical and mathematical background can be found elsewhere (SUN; SCHUSTER, 2001, 2003).

The main steps of wavepath migration are:

- a) Incidence angle calculation: the main step in WM is to accurately determine the incidence angles. The incidence angle  $\alpha$  is obtained by performing a local slant stack over a window of traces centered at the analyzed sample. The slant angle having the maximum stacking energy is the incidence angle.  $\alpha$  can be written as:

$$\sin \alpha = \frac{V_{true}}{V_{app}},$$

where  $V_{true}$  is the surface velocity, and  $V_{app}$  is the apparent velocity obtained in the local slant stack.

- b) Ray tracing: the rays are shot from the receiver location to the imaging point. To simplify the ray tracing, we assume that the ray propagation is straight, as this approximation seems to be valid when the sound velocity variations are small (BREGMAN; BAILEY; CHAPMAN, 1989).
- c) Slant stack: after computing the ray for one trace, neighboring traces are slant stacked according to the incidence angle, and the stacked energy is back-projected along the ray. Neglecting seismic events in the neighboring traces is equivalent to smearing the energy from these traces along the same wavepath (SUN; SCHUSTER, 2003)

- d) Fresnel zone: in addition to the image point, part of the energy in the trace emanates from the Fresnel zone. Thus, the energy is smeared along the Fresnel zone.
- e) Weighted migration: all image points in Fresnel zone contribute to event energy, nonetheless the contributions are not equal. We weighted the energy using a Gaussian distribution, whose lateral width is proportional to the dominant wavelength.

### 2.3 SYNTHETIC SIMULATION

In water column, the propagated of the acoustic field can be represented by the varying-coefficient wave equation (KORMANN *et al.*, 2011),

$$\nabla^2 p(\vec{x}, t) - \frac{1}{c^2(\vec{x})} \frac{\partial^2}{\partial t^2} p(\vec{x}, t) = s(t) \delta(\vec{x} - \vec{x}_s), \quad (5)$$

where  $p$  stands for the pressure wave-field (that varies spatially  $\vec{x}$  and temporally  $t$ ),  $c$  represents the water sound velocity distribution, and  $s$  the temporally-varying source signal at a spatially-defined  $\delta$  Dirac delta function. In order for eq. (5) to be valid, water currents effects should be smaller (compared to the sound velocity), along with slight influence of density variation. Although its formal derivation generally assumes constant water density  $\rho$ , small fluctuations can be still incorporated in the relationship of sound velocity with the bulk modulus  $K$  as  $c = \sqrt{K/\rho}$  (KORMANN *et al.*, 2010).

Regarding the applied boundary conditions in the volume  $\Omega$ , pressure release conditions ( $p(\vec{x}, t)|_{\vec{x}=\Omega} = 0$ ) are considered. A stretched version of the simulation domain, both laterally and at the bottom part, are enforced on the velocity model. For the surface region, this condition (or similarly  $\partial p / \partial \vec{n} = 0$ ) is paramount for back-propagation of the water-layer reflection energy down to the node position, just after the first arrival. On the other hand, such behavior is not desirable for other boundaries where their extension is here imposed to the maximum range expected for the direct-wave arrival to reach (BERENGER, 1994; KORMANN; COBO; PRIETO, 2008).

For the numerical solution, a 2<sup>nd</sup> order finite differences scheme is imposed on both uniformly discretized time and space domains, having a total number of elements sufficient to characterize at least 20 points per wavelength of the ricker source wavelet with a central frequency of 45 Hz, with the maximum velocity of  $c_{max} = 1520$  m/s. The considered velocity

model represents only the water column portion (Figure 2.a), and stands for a 13 km-long section and 1650 m deep, having a *meddie* (Mediterranean eddie) of saline waters that out-flow from the Mediterranean Sea throughout the Gibraltar Strait over the shelf break into the North Atlantic sea (PAPENBERG *et al.*, 2010). The simulation parameters for both acquisitions are presented in Table 1.

In Figure 2, the numerical results are presented for both geometries acquisitions considered in Common Receiver Gather (CRG) and Common Shot Gather (CSG). Right after the first arrival passage, several small-amplitude (in the order of  $10^{-5}$ ) reflections events, associated with impedance contrasts of the water column, are readily observed in both cases. As the considered velocity model stands only for the water column portion there are no geological and seabed reflections. This condition is unrealistic in field data, so a wavy field separation is required in these cases, such as PZ summation (BARR; SANDERS, 1989; SCHALKWIJK; WAPENAAR; VERSCHUUR, 1999; SOUBARAS, 1996).

Table 1: Simulated acquisition parameters.

Source depth	8 m
Number of shots	261
Source interval	50 m
Streamer depth	10 m
Number of streamers	2.4 km-long with 190 channels
Streamer interval	12.5 m
Minimum offset	50 m
Node depth	1650 m
Number of OBN	30
OBN line interval	300 m
Water depth	1650 m
Total trace time	4.5 s
Sampling interval	$10^{-3}$ s

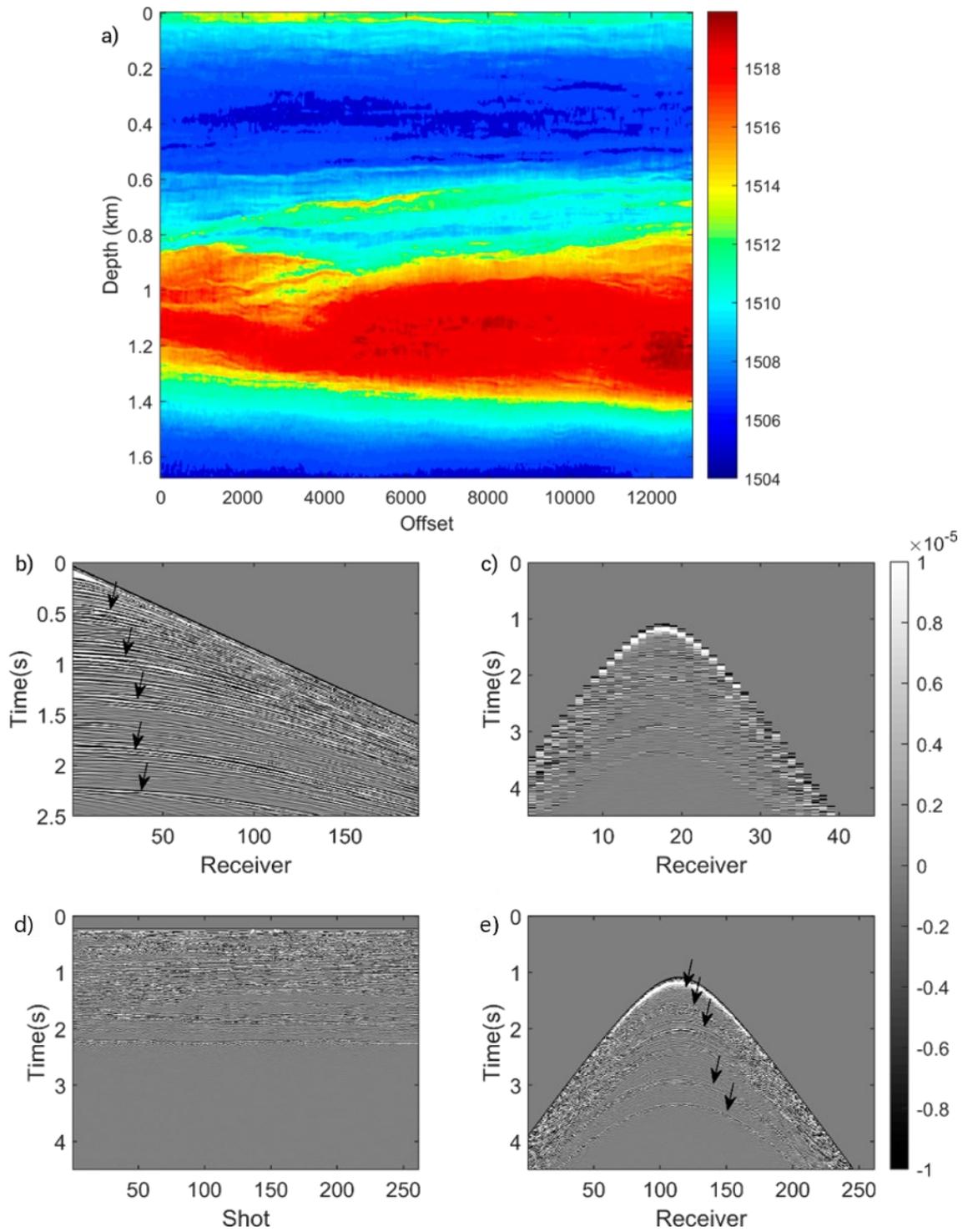


Figure 2: a) Velocity model used in synthetic simulation. Hundredth common shot gather for b) streamer and c) OBN; and common receiver gather d) at 1153 m in simulation domain for streamers and e) 6300 m for OBN. The black arrows indicate the selected reflections on streamers and nodes seismograms.

## 2.4 RESULTS

### 2.4.1 Streamer Data

To imaging streamer data with wavepath migration the traveltimes picking is not required, but for the applicability of the method we selected only a few water-layer reflections with greater lateral continuity in CSG, and picked the traveltimes at maximum amplitude. Although being considerably easier for direct waves, the manual picking of travel-times for the ocean structures reflections display more complexity with overlapping events and discontinuities. As an alternative, we chose to apply the trace envelope, which also seems to be usual in the treatment of underwater acoustic signals (SKARSOULIS; ATHANASSOULIS; SEND, 1996).

For some reflections, the energy recorded in receivers closer to the source is weaker, which made the picking difficult in those areas. After traveltimes picking, the reciprocity principle (Eq. (2)) is used to make this data resemble the data acquired in a split acquisition and to obtain a more focused migrated image. In near offsets almost no traveltimes information is available. This may be associated with the geometry acquisition, as the minimum offset was set to 50 m, and the traveltimes picking.

To improve the migration, the interpolated traveltimes were convolved with a ricker with central frequency at 45 Hz. For a fixed source and receiver positions, the pre stack wavepath migration algorithm assumes that the energy of a point at  $t$  in a trace, is a superimposition from all scatter points with traveltimes  $\tau = t$ . And as large dips are not expected, the migration aperture is defined in terms of angle and the angular aperture in the migration operator is limited to  $30^\circ$ .

In Figure 4.a comparison between the migrated data and the velocity profile allows the analysis of the process. The few traveltimes samples (Figure 3.a) allied with limiting the migration operator resulted in an inadequate delimitation of the shallow layers. Up to 600 m, very few energy is migrated and the first two layers are poorly delimited. At 700 m depth and 10000 m offset, part of the energy is migrated to a lower layer and this may be associated with the picking processing. The meddie's boundaries are well delimited despite between 1 km to almost 1.2 km the lower limit is slightly overestimating the real depth between 1 km to almost 1.2 km. Some artefacts are seen inside this structure at 9000 and 11000 m and may be associated both with picking errors and migration process.

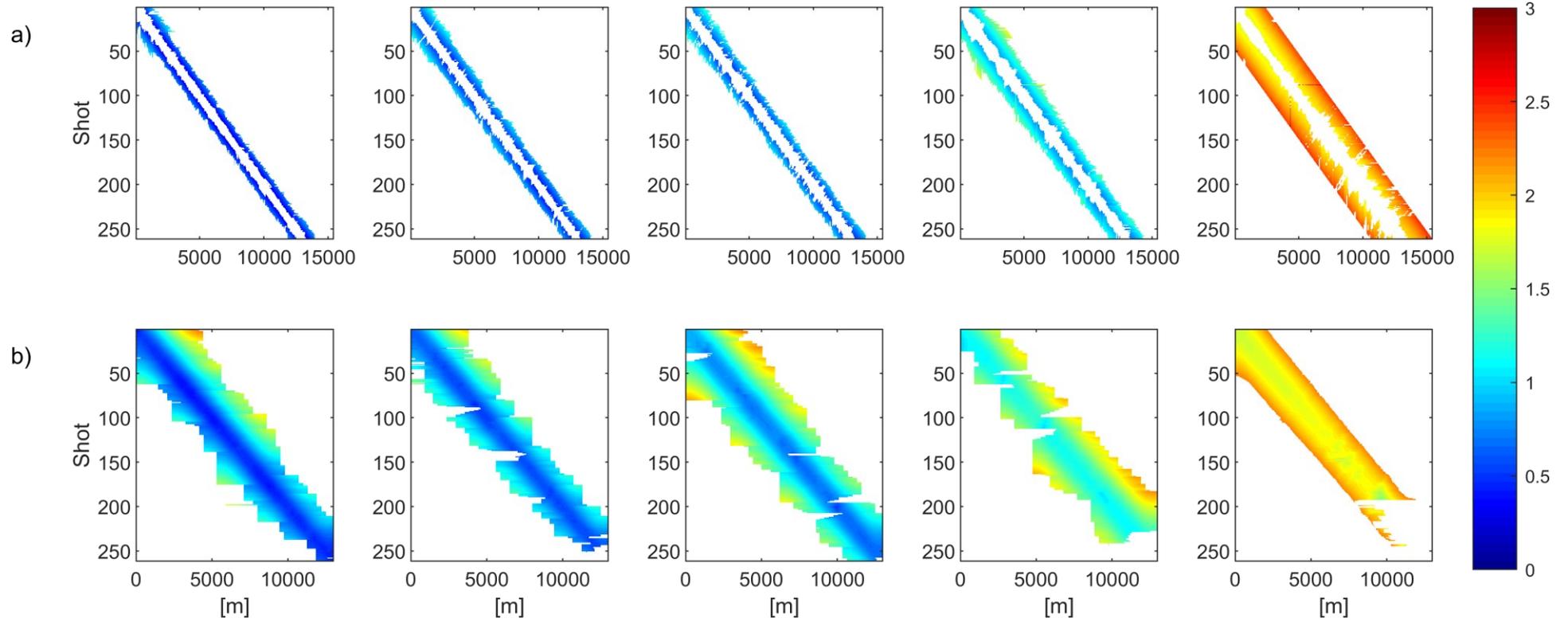


Figure 3: a) Picked traveltimes, in seconds, in streamer CSG after interpolation and reciprocity. As minimum offset was set to 50 m no information is available closer to zero offset. b) OBN interferometric traveltimes obtained in CRG from the synthetic data. The shown travel times are those where there is sufficient coverage to not influence Fermat's principle.

### 2.4.2 OBN Data

Similar to the streamer data, a few water-reflection events were selected in common receiver gather (CRG). However, for the application of Fermat's minimum principle the picking is required in OBN data. The interferometric traveltimes were obtained after application of Eq. (4) on the picked events. For these new virtual traces, the receiver spacing decreases from 300 m to 50 m, and the total number of traces increases from 44 to 261.

Those traveltimes were also linearly interpolated to increase density and be within a similar spatial range as the streamer data. In Figure 3.b the redatumed and interpolated traveltimes for the five water reflection events identified in CRG are presented. The results display only values taken for a region where enough traveltime coverage is guaranteed to not influence the Fermat minimum principle, i. e., only accounting a near zero-offset region. This delimitation was necessary due to the smaller amount of reflection travel time samples compared to direct wave samples. And this difference in the quantity of traveltime samples for direct wave and reflections causes the Fermat minimum to be stuck to the last receiver in which the reflection event was picked, leading to anomalous traveltimes in far offsets. The picking error was estimated by comparisons between the zero-offset redatumed data and the two-way traveltime conversion of the known velocity profile. Because the traveltimes for the first three picked layers differs by less than 0.4 s, sometimes these layers overlap in certain. However, in general, despite a few picking errors, the delimitation of the layers was robust, especially in the meddie boundaries.

For migration, interferometric traces were generated by convolving the interferometric traveltimes with a ricker of central frequency at 45 Hz. The migrated data are shown in Figure 4.b. Different from the streamer case, the migration of shallow layers presents noticeable events. This could be associated with the fixed position of the nodes deployed on the seafloor along the entire simulation domain resulting in a wider spatial coverage. Migrations artefacts are seen in meddie boundaries; however, these structures are migrated at the proper depth, and well delimited.

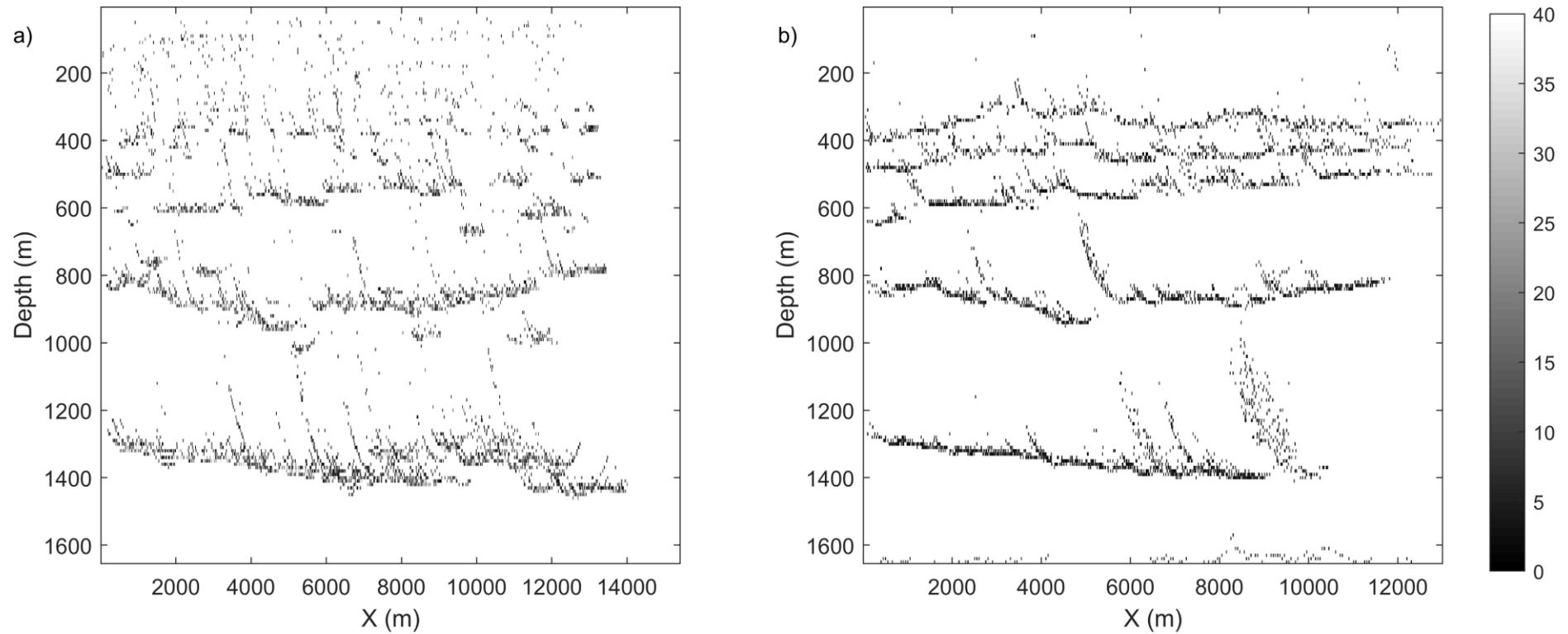


Figure 4: a) Migrated streamer data. First and second layer are not properly migrated, however meddie's boundaries are properly determined. Some artefacts are seen in shallows portions and at 700 m depth. b) Interferometric OBN migrated data, although the noise all layers are properly migrated.

## 2.5 DISCUSSION

As a quick and initial approach for imaging ocean structure from OBN data, a preliminary workflow based on Fermat's interferometric principle and wavepath migration was presented. As a feasibility study we used synthetic data which emphasized the water column reflections and compared the reconstructed OBN image and streamer image. Here, we use a velocity model that contains only the water column portion, thus, there are no seabed reflections in our data. However, on field acquisitions a wavefield separation, such as PZ summation, is necessary in order to have a data with the water column reflections with minimal interference from seabed and geological structures, and only downgoing waves should be used. For the synthetic simulation pressure release conditions on the surface was used to enforce those reflections downwards to be registered by the nodes (KORMANN *et al.*, 2009, 2010). However, it was not confirmed whether those same water layer reflections are sensed by nodes in field acquisitions. For streamer data, this has already been confirmed in seismic oceanography studies (e.g., HOLBROOK *et al.*, 2003; BIESCAS *et al.*, 2008, 2014).

In OBN data, the reflections were redatumed using Fermat's interferometric principle (SCHUSTER, 2005). To generating new virtual receivers at surface, we selected five reflections and the direct wave and picked the traveltimes. While it was easy for the direct wave, the manual picking of the reflections was tricky. To overcome the complexity of manual picking, we used trace envelope. Time shifts can be introduced, but this attribute made the picking easier, and seemingly quite normal for ocean acoustic tomography (SKARSOULIS; ATHANASSOULIS; SEND, 1996) and some acoustic marine equipment.

Although we picked the traveltimes for the streamer data this is not required in order to migrate this data, as the WM algorithm smear all samples on trace along the wavepath. Here the picking was done in order to analyze the same reflections in both streamer and OBN data. However, for the OBN data the picking is necessary in order to redatum the nodes without prior knowledge of the velocity profile and using only the traveltimes as an input for Fermat's minimum principle. It can be said that the picking was the main limitation of this workflow, since it was done manually and human errors can be presented. Another limitation in this regard is the difference in the amount of traveltime samples for the direct wave (extracted from all traces in each seismogram) and reflections (extracted almost exclusively near to zero offset) from the OBN data, as shown in Figure 3. Because of that, anomalous traveltimes are generated associated at the last node that the reflection was picked, and these traveltimes should not be considered. However, all these questions should be solved using more robust picking methods

(e.g., PORSANI *et al.*, 2011; SENKAYA; KARSLI, 2014; WANG *et al.*, 2019; ZHU; BEROZA, 2019). Also, the traveltimes can be calculated by Eikonal equation. However, this method requires prior knowledge of the velocity profile, and the chosen methodology aims to image the water column using only the information in the seismograms.

To increase the density of traces, the reciprocity principle was used both in OBN and streamer data. As large dips were not expected, the migration aperture was defined in terms of angle, improving computational efficiency and could reducing operator aliasing (LIU; BANCROFT, 2002). Thus, the spatial extent of the summation paths was defined by an angle and tended to grow in depth. This can be seen in Figure 4, where the shallow layers were not well delimited and deeper reflectors could be easily identified, especially in the case of the streamer. In toward-streamer this aspect may also be associated with the lack of traveltimes in near offsets.

In both images, migration artefacts were present, in the meddie boundaries for nodes and as scattered energy in shallow areas for streamers. For reducing the aliasing and migration noise and improving efficiency, the wavepath migration algorithm smears the energy at the first Fresnel zone (SCHLEICHER *et al.*, 1997; SUN; SCHUSTER, 2001). However, it is difficult to accurately determine the size of this area for each point, and a simpler approach used here was to define the first Fresnel zone as the region where the traveltime difference with the specular ray is less than half of the dominant period of the data (YILMAZ, 2001). The migration artefacts could be also associated with errors in traveltime picking. Additionally, preprocessing steps were not applied in the data, and source ghosts could be influencing the migrated image (BRANDSAAETER; FARESTVEIT; URSIN, 1979; SCHNEIDER *et al.*, 1964; SUN *et al.*, 2015). Moreover, the sample is migrated along just one ray, of which the incidence angle was obtained from maximum coherency in the slant stack. Although, if there is more than one incidence angle for a time sample, several rays can and should be used (SUN; SCHUSTER, 2001).

## 2.6 CONCLUSIONS

In this scientific research article, we suggested a preliminary workflow for imaging ocean structures, departed strictly from water-layer reflections that can be acquired from both conventional towed-streamers and fixed ocean bottom nodes data. Our proposal is based on the data obtained by synthetic models, exploring the correspondent particularities of the acoustic propagation that is expected in each acquisition geometry. In the OBN configuration, Fermat's interferometric principle was considered to redatum the transmitted reflections that could

possibly be extracted from data of bottom sensors (still to be confirmed if the water column reflections are registered in field acquisitions), preceding the application of the wavepath migration technique. Comparisons between streamers and OBN cases show the potential for developing more accurate water-layer velocity models, departed strictly from the seismic data.

Improvements to this workflow should include preprocess steps, more robust picking methods and a proper calculation of the first Fresnel Zone.

### **Acknowledgements**

The authors would like to thank André Bulcão, Bruno Pereira Dias, Antonio Fernando Härter Fetter Filho, and Yongxiang Shi for the fruitful discussions. We also want to thank Carlos Eduardo Theodoro for the original idea for this research, and Sherif Mahmoud Hanafy for sharing with us the DataPick software. This research was supported by Petrobras through “Determinação da velocidade do som da coluna d’água utilizando dados de levantamentos sísmicos” project with Universidade Federal of Santa Catarina (UFSC), and ANP through the R&D levy regulation, process: 2017/00071-6.

### 3 DADOS DE CAMPO – PROCESSAMENTO INICIAL

Os dados reais de *Ocean Bottom Nodes* foram fornecidos a equipe do Projeto “Determinação da velocidade do som da coluna d’água utilizando dados de levantamentos sísmicos” (Processo: 2017/00071-6) em março de 2020 e representam uma repetição de um levantamento anterior (conduzido em 2010) também com *nodes* para monitoramento de um reservatório na Bacia de Santos em 2017. Idealmente, a mesma geometria é imposta nos diferentes levantamentos, de modo que apenas as mudanças ocorridas nos reservatórios possam ser capturadas, proporcionando um *time-lapse* do comportamento do reservatório. Para um imageamento adequado, entretanto, é preciso que todas as demais variações do ambiente registrada nos dados sejam propriamente removidas ou compensadas.

O levantamento realizado na região central da Bacia de Santos em 2017 foi operado utilizando dois navios, um navio-fonte para emissão dos sinais sísmicos através de um conjunto de *air guns*, e outro responsável pelo posicionamento dos nodes com o auxílio de dois *Remotely Operated underwater Vehicle* (ROV) com capacidade de transportar em conjunto até seis nodes. Ao todo, foram utilizados 954 *nodes*, organizados ao longo de 36 linhas distantes entre si em 375 m, cobrindo uma área de 111,4 km<sup>2</sup>. Cada uma dessas *receiver lines* possui cerca de 26 a 27 sensores, espaçados regularmente em 325 m. A geometria do levantamento consiste ao todo de 355 *sail lines* recobrimdo uma área de 344,8 km<sup>2</sup>, com intervalos de 50 m entre os disparos (compostos de duas fontes disparadas alternadamente, distantes 50 m uma da outra). Os parâmetros gerais da aquisição são apresentados na Tabela 2.

No entanto, os dados considerados aqui representam uma porção menor deste levantamento, com 128 arquivos em CRG associados a um node cada. Ao todo, esses sensores cobrem uma área de aproximadamente 12,7 km<sup>2</sup> ( $\approx 10\%$  da área total do levantamento), contendo tanto o campo de pressão captados pelo hidrofone dos nodes, como o campo de ondas descendentes em separado (já com aplicação de diversos tratamentos). Este último, foi obtido pela separação direcional e soma PZ<sup>8</sup> (BARR; SANDERS, 1989; SCHALKWIJK; WAPENAAR; VERSCHUUR, 1999; SOUBARAS, 1996), de modo que se tem registrado somente o campo descendente e, teoricamente, não há informações provenientes de reflexões do leito oceânico. Na Figura 5 é apresentado um aspecto geral dos dados de hidrofone e do campo de ondas descendentes, para as mesmas *sail lines*.

---

<sup>8</sup> Na soma PZ é utilizada a diferença de polaridade entre as medidas de pressão e velocidade. As ondas ascendentes são gravadas no hidrofone (P) e geofone (Z) com a mesma polaridade, porém o campo descendente possui polaridades opostas nos dois sensores. Com base nessa informação, é possível combinar os dados de pressão e movimento e obter os campos de ondas ascendentes e descendentes.

Os arquivos são nomeados com 9 números, sendo os 4 primeiros indicativos da *receiver line*, os 4 seguintes associados a uma célula em que o receptor é posicionado no fundo oceânico, e o último indica se houve uma substituição do *node* no levantamento (0 - original, Z > 0 - modificado). Nos casos em que os arquivos possuem a mesma identificação, diferenciando apenas com o último dígito, a versão com o maior valor é utilizada. Ao todo, os dados abrangem 16 *receiver lines* das 36 utilizadas no experimento (RL 1161, 1174, 1187 ... RL 1616), indicadas na Tabela 3 juntamente com o número associado de *nodes*.

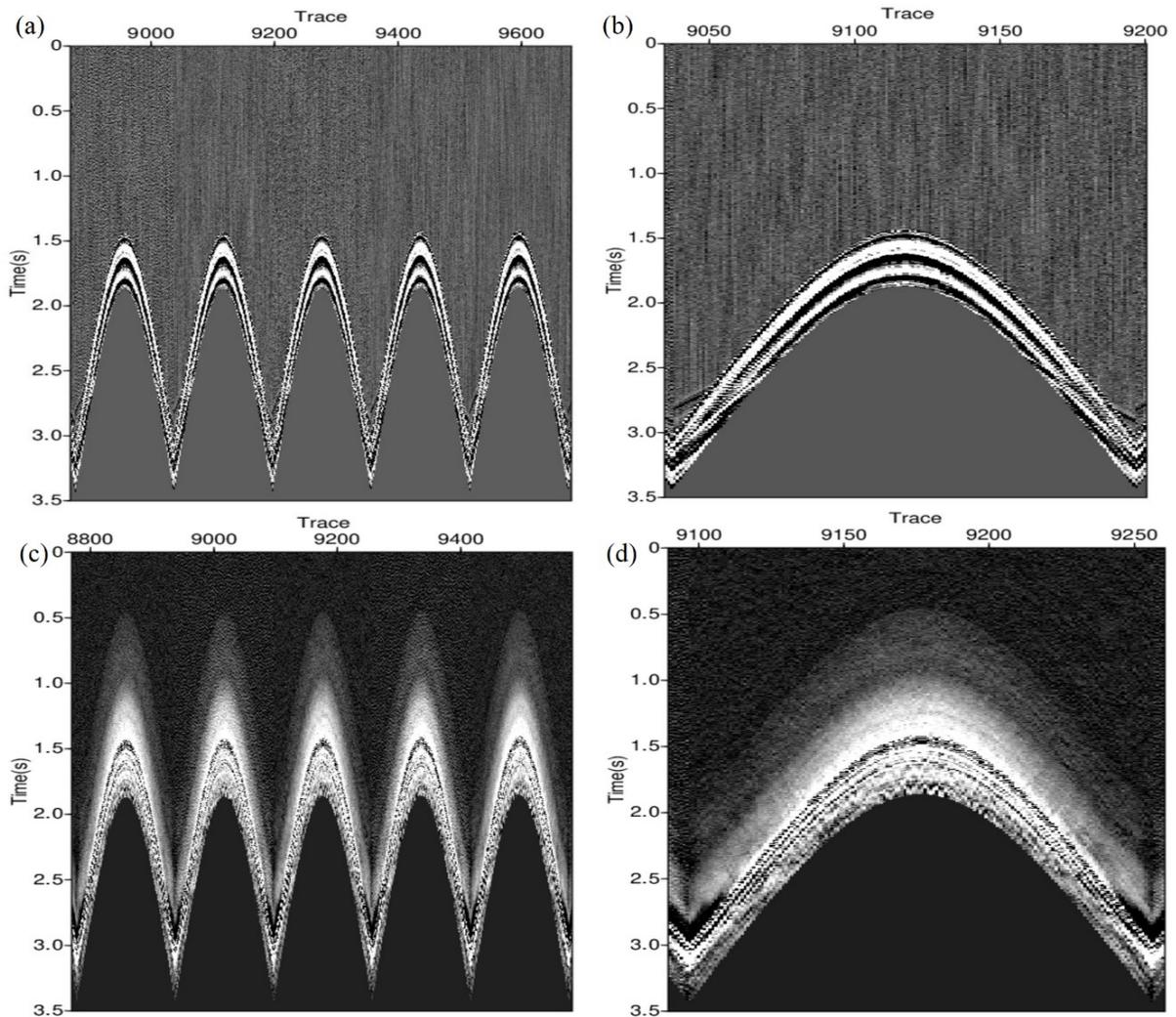


Figura 5: Sismogramas dos dados reais. a) arquivo 1317.1386.1 dos dados de hidrofone contendo as *sail lines* 1375, 1377, 1379, 1381 e 1382; b) destaque da *sail line* 1379, com 162 traços; c) arquivo 1317.1386.1 de ondas descendentes, considerando as mesmas *sail lines*.

Tabela 2: Parâmetros do levantamento.

<b>Parâmetros</b>	<b>Especificações</b>
<i>Aquisição</i>	3C 4D OBN Survey
<i>Área de disparos</i>	344,8 km <sup>2</sup>
<i>Área de sensores</i>	111,4 km <sup>2</sup>
<i>Nº de OBNs</i>	954
<i>OBNs por linha</i>	Alternando entre 26 e 27 nodes/linha
<i>Nº de receiver lines</i>	36
<i>Distância entre OBNs</i>	375 m
<i>Distância entre receiver lines</i>	325 m
<i>Nº de source lines</i>	355
<i>Distância entre source lines</i>	50 m
<i>Distância entre fontes</i>	50 m
<i>Nº de disparos</i>	138.095 calculados e 138.052 aceitos
<i>Comprimento da source line</i>	19,4 km
<i>Cross line offset</i>	-4,0/15,375 a -15,375/4,0
<i>Direção da source line</i>	030° / 210°
<i>Profundidade coluna d'água</i>	~2100 m

Tabela 3: Quantidade de sensores em casa *receiver line*

<b><i>Receiver line</i></b>	<b>Nº de receptores</b>
1317	1
1330	3
1343	5
1356	7
1369	9
1382	12
1395	13
1408	12
1421	12
1434	12
1447	12
1460	10
1473	8
1486	6
1499	4
1512	2

Nos dois tipos de dados entregues, de hidrofone e ondas descendentes, os traços foram limitados em até 3,5 s, restritos ao interesse exclusivo da região da coluna d'água. No caso do hidrofone, correções no posicionamento dos sensores e ajustes de *clock drift* foram aplicados. Estas mesmas correções foram também consideradas no campo de ondas descendentes, seguidas de outras etapas adicionais de pré-processamento indicadas na Tabela 4. A partir das coordenadas de fontes e receptores, extraídas do *trace header*, foi possível identificar a disposição perpendicular entre as *receiver lines*, a sudeste/noroeste, e *sail lines*, a sudoeste/nordeste. A área de disparos é maior pois cada *node* é capaz de registrar sinais dentro de um raio de até 4 km a partir da zona do disparo (Figura 6). Uma análise adicional envolvendo a aplicação da lei de Benford para verificar de possíveis anomalias é apresenta no Apêndice B.

Tabela 4: Etapas de pré-processamento já aplicadas nos dados de hidrofone e ondas descendentes

<b>Hidrofone</b>	<b>Campo de ondas descendentes</b>
Reformatação dos dados	Reformatação dos dados
Correção de sub-amostragem	Correção de sub-amostragem
Inversão dos tempos de trânsito (correção posicionamento do sensor, velocidade da coluna d'água e <i>clock drift</i> )	Inversão dos tempos de trânsito (correção posicionamento do sensor, velocidade da coluna d'água e <i>clock drift</i> )
Reorientação (Z,Hx,Hy)	Reorientação (Z,Hx,Hy)
Correção residual de <i>clock drift</i>	Correção residual de <i>clock drift</i>
Conversão para <i>.segy</i>	<i>Denoise</i>
Corte em 3500ms, <i>offset</i> limitado a 4000m e <i>mute</i> em 400ms	Correção da velocidade da coluna d'água e de maré
	Remoção conjunta de bolhas e reorientação a fase zero
	<i>Deghost 3D</i>
	Remoção de ruídos Vz
	Separação dos campos de onda (ascendente e descendente)
	Remoção da assinatura residual da fonte
	Conversão para <i>.segy</i>
	Corte em 3500ms, <i>offset</i> limitado a 4000m e <i>mute</i> em 400ms

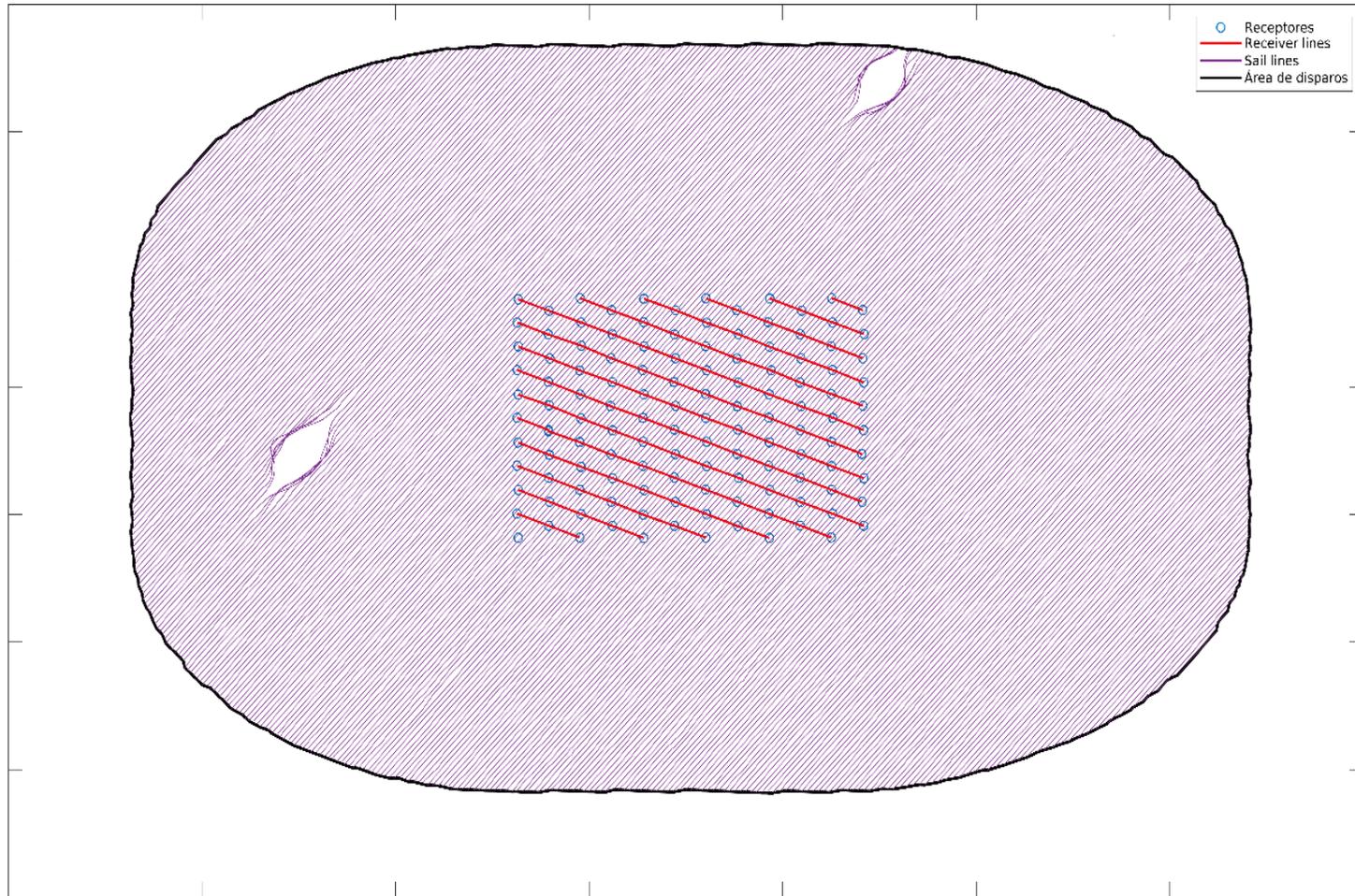


Figura 6: Disposição das *receiver lines* (em vermelho), *sail lines* (em roxo), localização dos *nodes* (círculos azuis) e área de disparos.

### 3.1 MANIPULAÇÃO DOS DADOS 3D PARA 2D

Uma alternativa para reconstrução de um volume 3D utilizando os dados reais consiste na geração de linhas de receptores em diversas direções utilizando os dados presentes em todos os *nodes*. Neste caso, traçada a linha sísmica, uma distância perpendicular limite é arbitrada para definir quais *nodes* ( $\leq 50$  m) e disparos ( $\leq 10$  m) devem ser considerados pertencentes a ela (Figura 7). Após determinar quais disparos e sensores são utilizados na nova linha sísmica, suas posições são interpoladas de modo a coincidir com esta, e novos valores de *offsets* são calculados. As coordenadas projetadas e os *offsets* são utilizados para gerar um novo *header* para a linha.

Considerando uma tolerância limite de 50 m para os receptores e 10 m para os disparos, uma linha sísmica, na direção das *sail lines*, é exemplificada na Figura 8 e o respectivo sismograma é apresentado na Figura 9. Devido ao maior espaçamento, o número de receptores considerados na linha sísmica é inferior que o de disparos, sendo que a inclinação da linha influencia diretamente nos disparos e receptores que irão integrá-la.

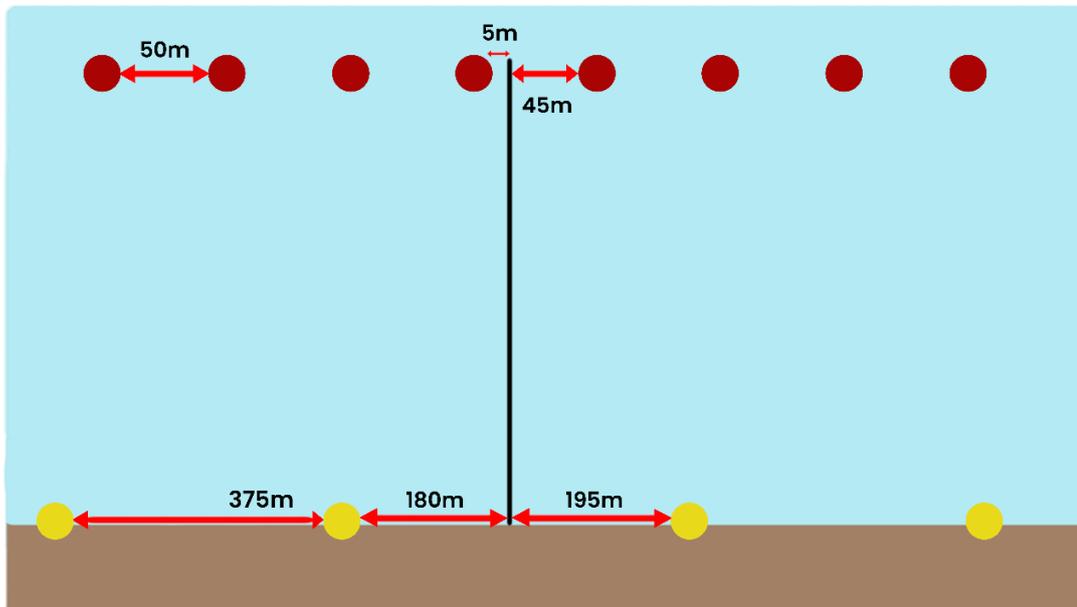


Figura 7: Vista lateral do levantamento. A análise da distância perpendicular entre os receptores e disparos verificar quais dados serão utilizados na linha sísmica criada.

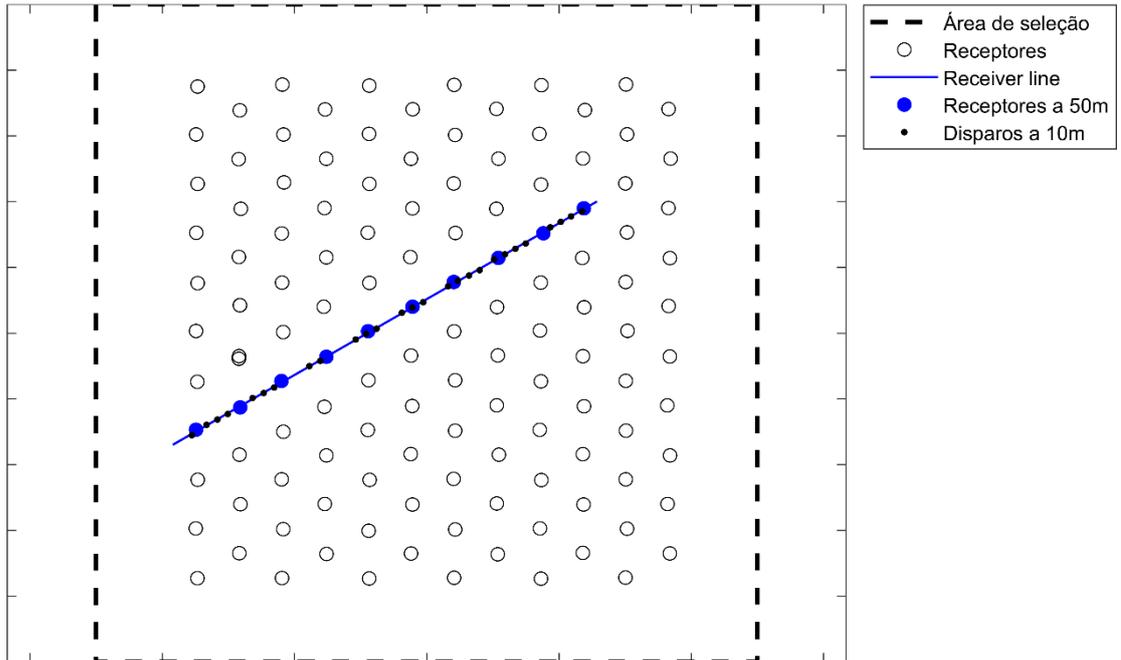


Figura 8: Seleção de *nodes* e disparos ao longo de uma linha sísmica arbitrária. Os círculos azuis representam os receptores observados dentro da tolerância limite estipulada. Os pontos pretos próximos a linha são os disparos obtidos dentro de outra tolerância limite.

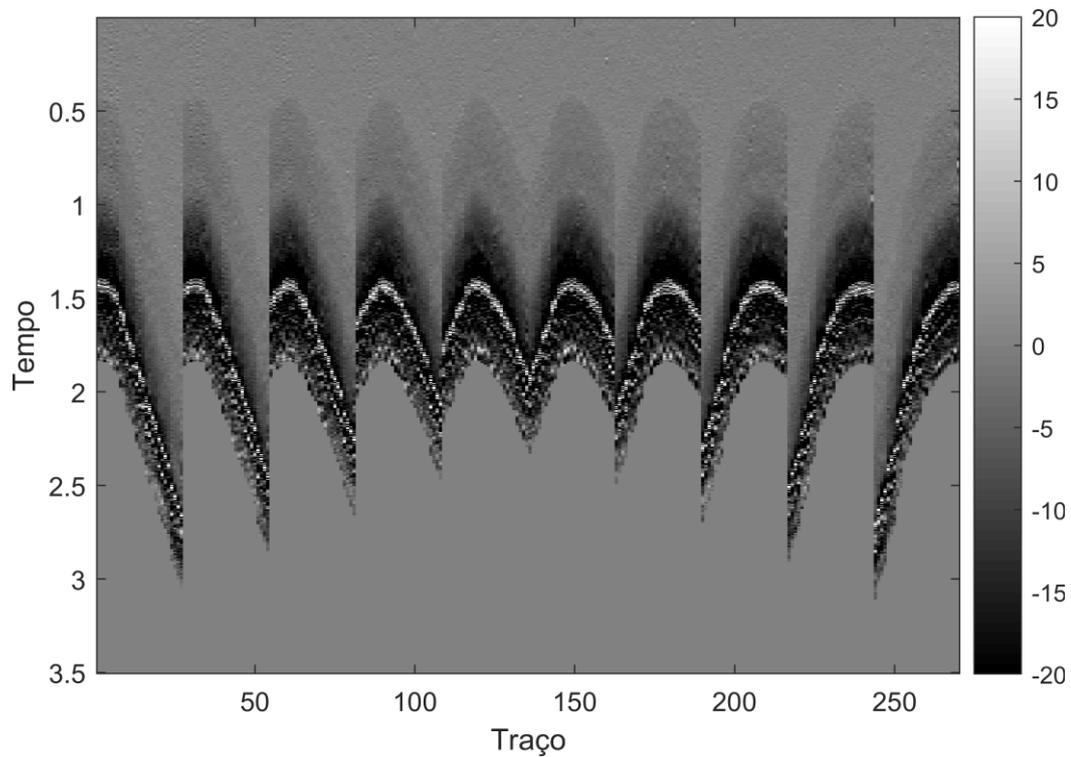


Figura 9: Sismograma da *receiver line* apresentada na Figura 8.

## 3.2 PRÉ-PROCESSAMENTO

Após a separação dos campos de onda, as reverberações nas camadas d'água ficam registradas no campo de ondas descendentes, de modo que este deve ser utilizado nos estudos voltados ao imageamento da coluna d'água. Diversas etapas de pré-processamento e processamento foram aplicadas nos dados do campo de ondas descendentes utilizados. Entretanto, devido ao corte realizados nos dados, há somente cerca de 0,5 s de dados que seriam referentes a coluna d'água, e há uma proeminência de ruídos de baixa frequência registrados acima da onda direta. Desse modo, alternativas, como interpolação *zero padding* e filtragem *Singular Value Decomposition*, são propostas para melhorar a visualização dos dados e remover os ruídos.

### 3.2.1 Zero-padding

Para análise mais precisa dos tempos de trânsito das reflexões é essencial que esses eventos estejam bem definidos no registro sísmico. Entretanto, após o corte realizado para remoção dos eventos do substrato, há aproximadamente 0,5 s de dados que seriam associados a reflexões da coluna d'água (Figura 10), ou aproximadamente 750 m considerando uma velocidade média do som ( $c = 1500\text{m/s}$ ). E considerando que a metodologia proposta envolve análises dos tempos de trânsito das reflexões, é essencial que os dados representem de forma adequada as camadas de água.

Para refinar os dados na porção que representaria a camada d'água, utiliza-se a interpolação *zero padding*, que consiste na adição de zeros no sinal no domínio da frequência (SMITH III, 2002). Um traço sísmico com  $N$  amostras, após o *zero padding* passa a ter  $M$  amostras, com  $M > N$ :

$$\text{ZeroPadding}_{M,m}(x) \triangleq \begin{cases} x(m), & 0 \leq m \leq N - 1 \\ 0, & N \leq m \leq M - 1 \end{cases} \quad (6)$$

A Eq. (6) é natural quando  $x(m)$  é um sinal iniciado no tempo 0 com  $N$  amostras. Entretanto, quando o espectro é preenchido com zeros, ou o sinal no domínio do tempo tem amostras diferentes de zero para tempos com índices negativos, então o *zero padding* é inserido no meio do sinal, i.e.  $(N - 1/2)$  e  $(N + 1/2)$ .

De acordo com o teorema de Fourier, o preenchimento com zeros no domínio da frequência, corresponde à interpolação periódica no domínio do tempo, sendo a recíproca verdadeira (SMITH III, 2002). Sendo que essa manipulação não altera os dados e consiste unicamente num artifício visual (Figura 11).

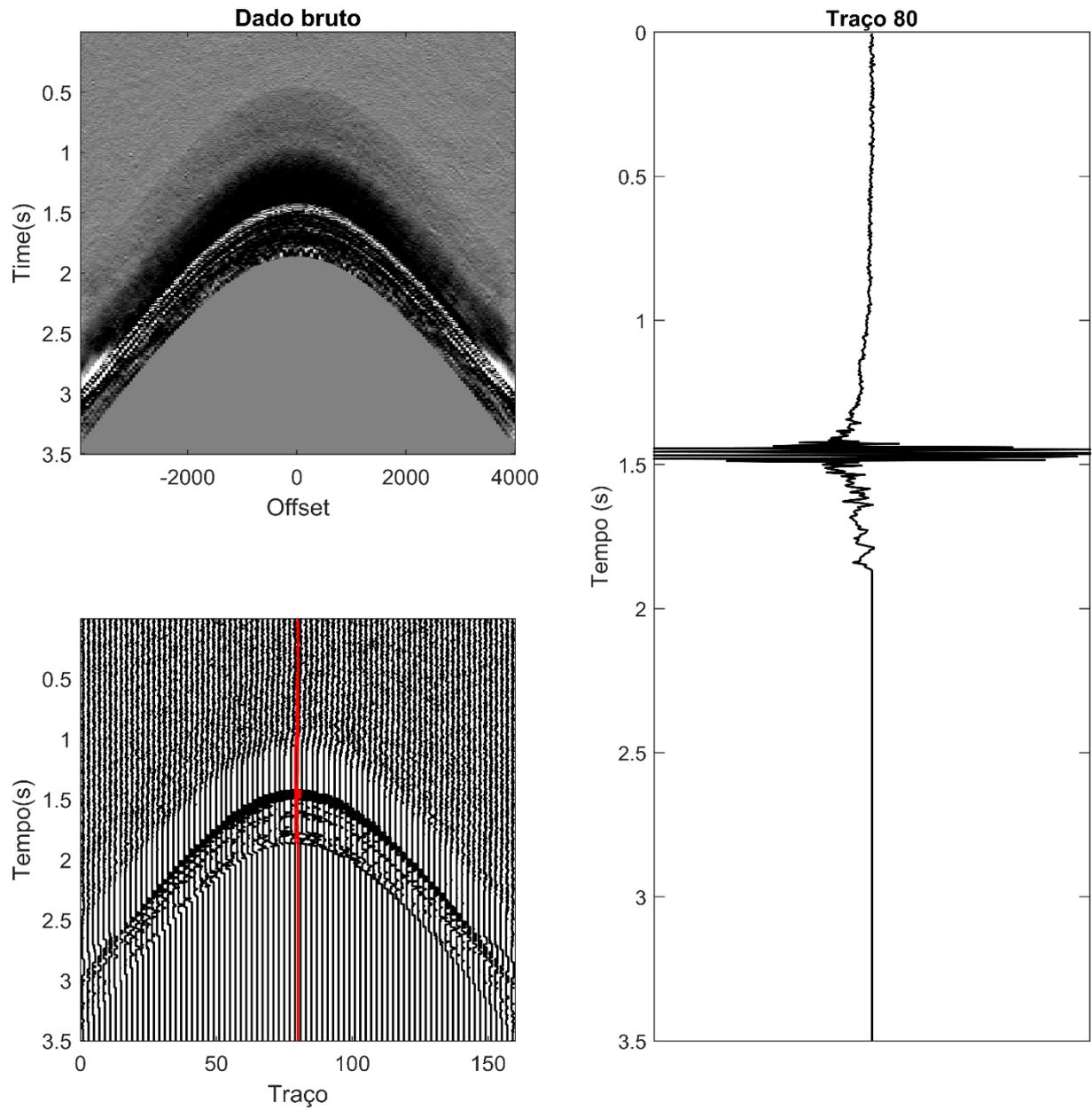


Figura 10: Sismogramas em CRG do arquivo 1317.1386.1 *sail line* 1375. O traço destacado em vermelho é apresentado na imagem à direita. Após a onda direta todas as informações da coluna d'água são registradas em aproximadamente 0,5 s.

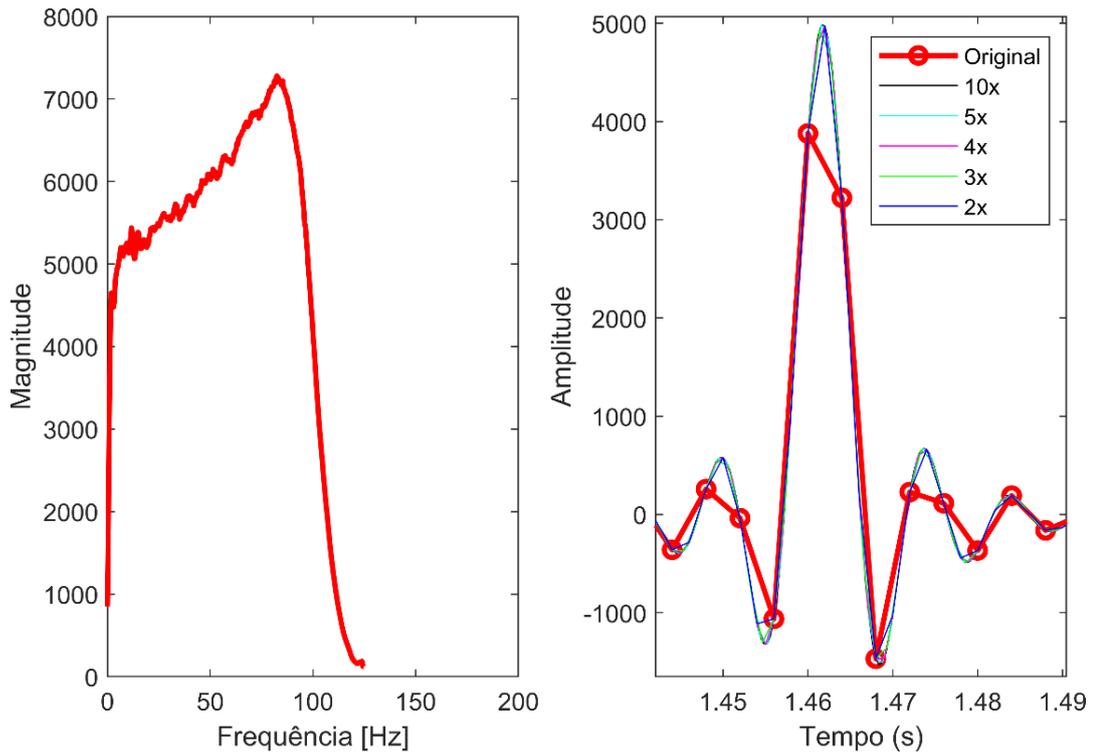


Figura 11: À esquerda o traço da Figura 10 representado no domínio da frequência. À direita o traço original (vermelho) e os traços resultantes do *zero padding*, com ênfase na região da onda direta.

### 3.2.2 Filtragem

A filtragem tem como objetivo limitar as frequências dos dados. É aplicada no domínio da frequência pois as amplitudes do sinal sísmico e dos ruídos aparecem em diferentes componentes de frequência. Em oceanografia sísmica, os filtros passa-banda são os mais utilizados (ALVES, 2009) e operam atenuando sinais acima e abaixo da faixa de frequência selecionada.

Um método de filtragem alternativo envolve a decomposição dos dados em matrizes singulares. A filtragem SVD adaptativa proposta por Porsani *et al* (2009) realça eventos coerentes e atenua ruídos preservando a amplitude relativa dos dados. O método consiste na decomposição de um determinado subconjunto de traços, e o traço filtrado é àquele associado as primeiras autoimagens (PORSANI *et al.*, 2009).

Uma seção sísmica  $D$ , com  $M$  traços ( $d(t, xn)$ ) pode ser decomposta como:

$$\mathbf{D} = [d_1, \dots, d_M] = d(t, x_1), \dots, d(t, x_M), = U\Sigma V^T,$$

(7)

sendo  $t = 1, \dots, N$ ,  $n = 1, \dots, M$ ,  $\Sigma = \text{diag}(\sigma_1, \dots, \sigma_M)$  os valores singulares,  $U = [u_1, \dots, u_M]$  os vetores associados à dimensão do tempo e  $V = [v_1, \dots, v_M]$  os vetores associados ao domínio espacial.

Se  $\tilde{U} = U\Sigma = [\sigma_1 u_1, \dots, \sigma_M u_M]$  a Equação (7) pode ser reescrita como:

$$\begin{aligned} [d_1 \dots d_j \dots d_M] &= \tilde{U}^T V = [\sigma_1 u_1 \dots \sigma_M u_M] \begin{bmatrix} v_1^T \\ \vdots \\ v_M^T \end{bmatrix} \\ &= [\sigma_1 u_1 \dots \sigma_j u_j \dots \sigma_M u_M] \times \begin{bmatrix} v_{1,1} & \dots & v_{1,j} & \dots & v_{1,M} \\ \vdots & \dots & \vdots & \dots & \vdots \\ v_{M,1} & \dots & v_{M,j} & \dots & v_{M,M} \end{bmatrix} = \sum_{k=1}^M \sigma_k u_k v_{k,j}. \end{aligned} \quad (8)$$

O traço sísmico  $d_M$  é obtido através da combinação linear dos vetores singulares associados à dimensão temporal, sendo que os pesos utilizados são os coeficientes dos vetores associados à dimensão espacial escalada pelos valores singulares correspondentes (PORSANI *et al.*, 2011). A decomposição SVD é aplicada em cada traço na seção sísmica, usando  $M$  traços imediatamente vizinhos. Os traços  $\tilde{d}(t, x_j)$  são parcialmente reconstruídos através da Equação (9) a partir dos  $K$  primeiros vetores singulares e representam os traços filtrados, sendo que pequenos valores de  $K$  são utilizados para gerar traços e seções sísmicas de eventos horizontais e sub-horizontais com maior coerência espacial (PORSANI *et al.*, 2011).

$$\tilde{d}(t, x_j) = \sum_{k=1}^K \sigma_k u_k(t) v_k(x_j). \quad (9)$$

Nos dados de campo de onda descendentes ruídos de baixa frequência são proeminentes na região acima da onda direta. Entretanto, essa porção do dado não contribui para o imageamento em profundidade, de modo que é suficiente apenas mutá-la. Para atenuar os ruídos incoerentes registrados após a onda direta, a filtragem *Singular Value Decomposition* (SVD) adaptativa pode ser utilizada (Figura 5.c). Entretanto, para tal é necessário que os eventos coerentes estejam alinhados. Desse modo, é aplicada uma espécie de *linear moveout correction* (LMO) considerando as amplitudes máximas de cada traço nos dados já interpolados. Diversas janelas foram testadas e um resultado satisfatório foi atingido usando uma janela  $[3 \times 3]$ . Na Figura 12 é apresentado o resultado da filtragem SVD adaptativa para um dado de ondas descendentes utilizando somente o primeiro vetor singular ( $K = 1$ ) para reconstrução da imagem, considerando que os eventos mais coerentes estão associados a este vetor singular e o ruído é associado aos vetores singulares subsequentes ( $K \geq 2$ ). Entretanto, ainda é possível notar a presença de eventos no segundo valor singular que podem estar associados a coluna d'água.

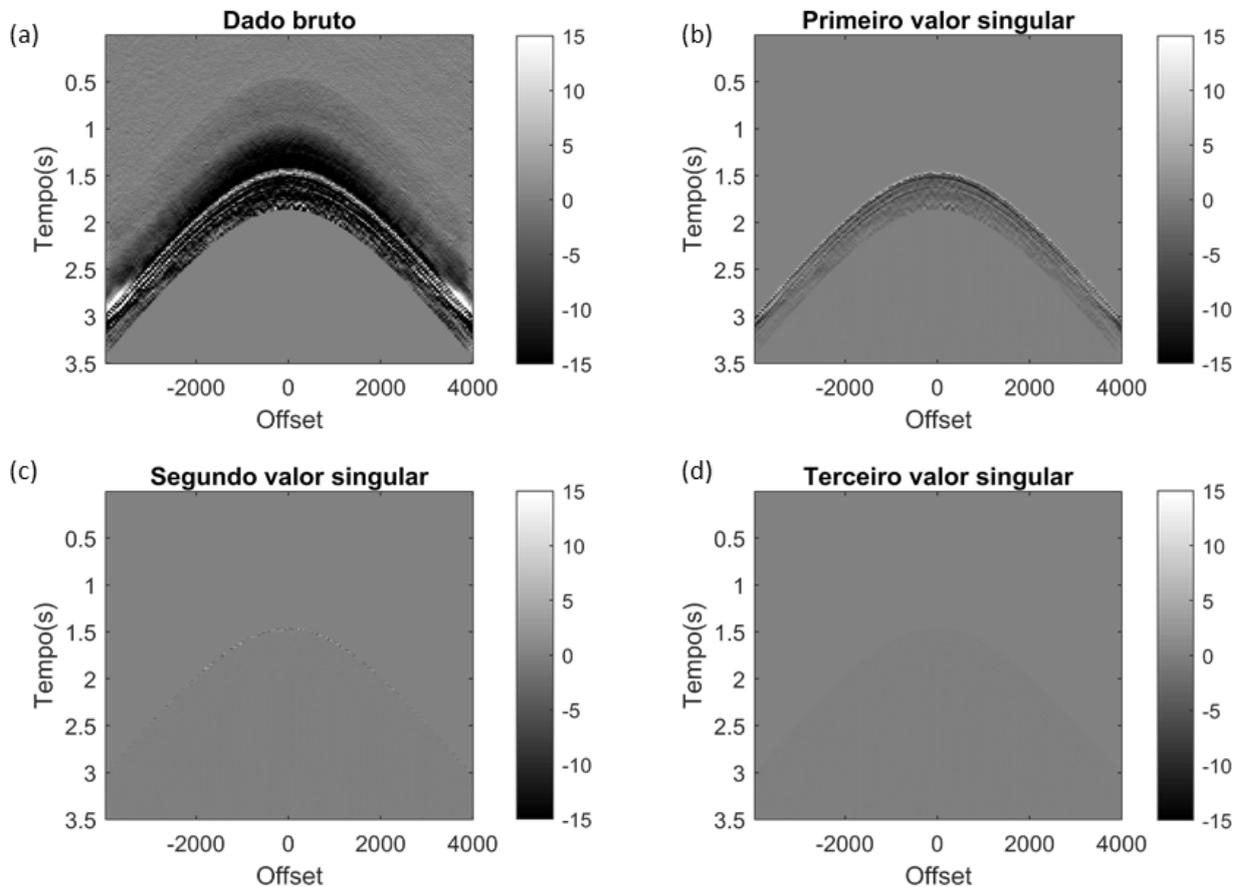


Figura 12: Filtragem SVD adaptativa. a) Dado bruto em do arquivo 1317.1389.1 *sail line* 1375, em CRG; b) Dado filtrado reconstruído usando o primeiro valor singular; b) Resíduo associado ao segundo valor singular; e c) Resíduo associado ao terceiro valor singular.

### 3.2.3 Picking da onda direta

Para automatização do *picking* da onda direta, foi considerado que a maior amplitude do traço é associada a esse evento. Por ser um processo automático, foi possível selecionar os tempos de trânsito da onda direta em todos os dados, de hidrofone e campo de ondas descendentes. A relação entre o arquivo, em *common receiver gather*, e a quantidade de tempos de trânsito selecionados para as ondas diretas é apresentada no Apêndice C.

Para verificar o comportamento dos tempos de trânsito foi conduzida uma análise nos 484 disparos efetuados no dia 24/12/2018 que foram registrados pelos 128 receptores. Os valores foram interpolados considerando um intervalo espacial de 5 m, e o comportamento dos tempos de trânsito é apresentado na Figura 13.a. É possível notar que neste caso, a variação é crescente até próximo ao afastamento 500 m, onde começa a decair com um comportamento quase linear (Figura 13.b). Entretanto, é possível que esse comportamento seja decorrente da baixa amostragem de alguns disparos, visto que dos 484 disparos 208 foram registrados por até

de 75 receptores (Tabela 5). Ainda, as variações nos tempos de trânsito podem ser associadas às condições oceanográficas, como a influência das propriedades físicas da coluna d'água e até mesmo de ondas.

Tabela 5: Relação entre a quantidade de disparos que foi registrada por sensor.

Disparos	Nodes
112	Até 25
48	Entre 26 e 50
48	Entre 51 e 75
56	Entre 76 e 100
220	Entre 101 e 127

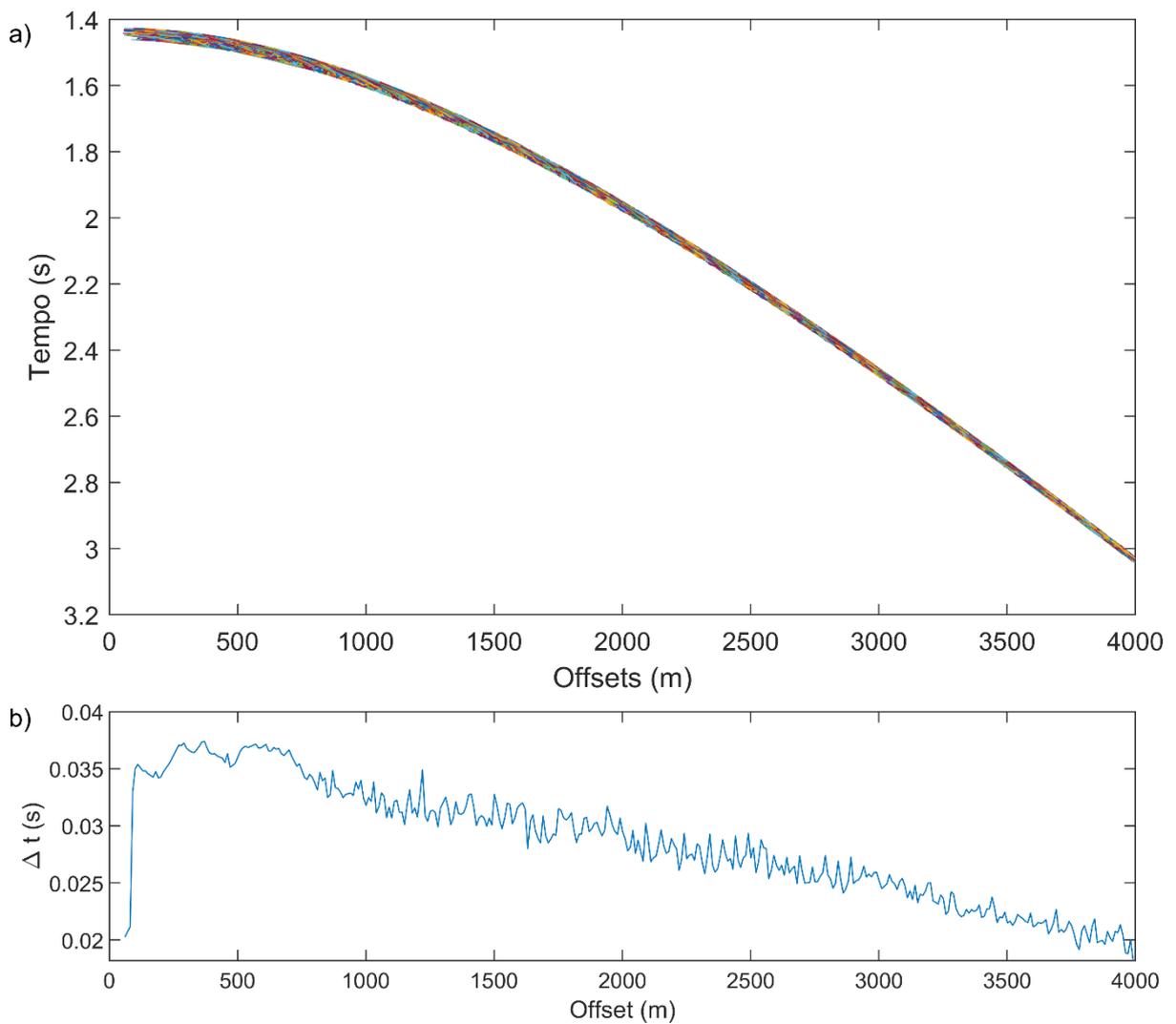


Figura 13: Análise do comportamento dos tempos de trânsito da onda direta. a) Tempos de trânsito da onda direta de 484 disparos efetuados em 24/12/2018; b) Variação de tempos de trânsito em relação ao *offset*.

#### 4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A aplicação da *Wavepath Migration*, associada a outras etapas de processamento, possibilitou o imageamento da coluna d'água em dados sísmicos de *streamer* e *nodes*. Esse algoritmo de migração consiste em uma forma reduzida da migração de Kirchhoff, em que a energia é migrada somente na zona de Fresnel, região em que há interferência construtiva do sinal. Em dados de *nodes* o princípio de Fermat proporcionou o *redatum* dos sensores a profundidade igual da fonte. Em ambos os dados, de *streamer* e OBN, utilizou-se o princípio da reciprocidade para o rearranjo dos dados. A metodologia proposta permitiu o imageamento das estruturas oceânicas a partir de dados sísmicos sintéticos de *streamer* e *nodes* sem a necessidade de informações adicionais e dados de medições *in situ*, e o uso destes dados permitiu a comparação da metodologia em ambos os casos em um experimento numérico controlado.

Dados sintéticos foram modelados a partir de um perfil de velocidades, oriundo do GO Project, contendo um *meddie*, um vórtice anticiclônico, com temperatura e salinidade elevadas formado no Mar Mediterrâneo devido à grande taxa de evaporação. Para simulação foi utilizada a equação da onda que é considerada em Oceanografia sísmica e a solução foi obtida por meio de diferenças-finitas de 2ª ordem no tempo e espaço.

Para a modelagem, a equação utilizada (Eq. (5)) considera que a densidade do meio é constante, e ainda que haja influência na velocidade de propagação do som na água, a salinidade geralmente não apresenta grandes variações, exceto em áreas específicas, como foz de rios e regiões de descarga de água. Entretanto, ainda trata-se de uma simplificação de um parâmetro que influencia na velocidade de propagação do som no ambiente marinho, o que pode diminuir a acurácia da simulação. Há também um resíduo numérico que se propaga como uma frente de dispersão, mas sua influência é mínima nos dados. Nos limites do domínio numérico foi feita a extensão do domínio de simulação, estimando as dimensões com base no alcance máximo da onda direta no tempo total do registro sísmico. Embora tenha um alto custo computacional, nos limites laterais e de fundo a extensão do domínio de simulação preveniu interações das ondas sísmicas com as bordas, e para esta simulação 2D julgou-se computacionalmente viável o uso de tal artifício para o tempo total de simulação (4,5 s). Para modelagens 3D outras condições de contorno devem ser consideradas. Já as condições de contorno da superfície asseguraram que as reflexões geradas a partir da primeira múltipla de superfície fossem registradas nos *nodes*. Entretanto, apesar dos eventos presentes da Figura 5 se assimilarem a reflexões da coluna d'água, ainda não foi confirmado se em dados de campo tais reflexões são realmente registradas

nesses sensores. A confirmação que esses eventos são registrados em dados de *streamer* foi obtida em estudos de Oceanografia Sísmica.

Para aplicação do método proposto, foram selecionados apenas cinco eventos registrados nos dados sísmicos. Para tal, o *picking* manual foi realizado no *software DataPick* (versão 4.1.3), em eventos com maior continuidade lateral após aplicação do atributo envelope do traço. Entretanto, o uso de tal atributo sísmico pode ocasionar perda de resolução, principalmente em eventos próximos, associando-os no mesmo pacote de energia. Uma avaliação prévia de possíveis desvios foi conduzida para a onda direta e reflexões, e as diferenças encontradas nos tempos do dado bruto e dado após aplicação do envelope do traço foram na ordem de  $10^{-2}$  a  $10^{-3}$ , aproximadamente (Apêndice A). E, considerando a velocidade de propagação do som na água de 1500 m/s, desvios de 1 a 15 m podem ser introduzidos na imagem final pelo uso do atributo. Ainda, tais valores também poderiam estar associados ao erro do operador. Apesar da introdução de possíveis desvios, o envelope do traço é utilizado em certos equipamentos acústicos marinhos, e seu uso enfatizou as reflexões e facilitou o *picking*. Após aplicação do atributo sísmico, os tempos de trânsito foram selecionados no local de máxima amplitude em *common receiver gather*, para os dados de OBN, e em *common shot gather*, nos dados de *streamer*, sendo que o uso de diferentes domínios permitiu a melhor visualização dos eventos para cada geometria. Apesar de permitir maior controle, a seleção dos tempos de trânsito manual exige tempo e atenção, principalmente devido à complexidade dos dados, além de ser um processo subjetivo. Além da complexidade dos dados, o *picking* também foi afetado pela dificuldade em determinar os parâmetros de visualização (*clipping* e ganhos) e a limitação do *software*, em relação ao *display* dos dados, que é unicamente em *wiggle*<sup>9</sup>. No entanto, salienta-se que o *picking* não é uma etapa necessária para o imageamento dos dados de *streamer*, visto que o algoritmo de *Wavepath Migration* espalha todas as amostras do traço ao longo da primeira zona de Fresnel. Já para os dados de OBN, existe a necessidade de selecionar os tempos de trânsito da onda direta e das reflexões para o *redatum* desse receptor à superfície. Ainda, para evitar que a imagem final seja afetada pelo *picking*, é possível a utilização de métodos mais robustos, como a equação Eikonal e o *picking* automático. Entretanto, tais métodos podem apresentar maior custo computacional e a necessidade do conhecimento prévio do modelo de velocidade local.

Para o processamento dos dados foi considerado somente os princípios da reciprocidade e de Fermat. Nos dados de *streamer*, apesar de haver 190 sensores, poucas

---

<sup>9</sup> Traços ondulados ou traços simples.

amostras de tempo de trânsito foram extraídas no *picking*, principalmente próximo a fonte. Visando o aumento da densidade de amostras de tempo, aplicou-se o princípio da reciprocidade nos dados, que posteriormente foram interpolados linearmente. Já nos dados de *nodes*, foi aplicado o princípio de Fermat para o *redatum* desses receptores à superfície, gerando novos dados de reflexões primárias para receptores virtuais com espaçamento igual ao de disparos. Esse procedimento exige que os receptores sejam iluminados isotropicamente, e caso essa condição não seja satisfeita o cancelamento de ruídos pode não ser completo, resultando apenas em um *redatum* parcial. Porém tal condição pode ser obtida pela distribuição regular de fontes na superfície, o que foi considerado na modelagem. Entretanto, tais condições podem não ser completamente atingidas em levantamentos de campo. Após o *redatum*, os tempos foram interpolados com intervalo similar ao utilizado nos dados de *streamer*, e ambos os dados foram convolvidos com uma *ricker* com frequência central igual à simulação (45 Hz).

Para diminuir o custo computacional do imageamento, foram migradas somente as amostras dentro de uma janela temporal delimitada pelo período do dado, sendo a amostra central da janela os tempos em que o *picking* foi feito em cada traço. No imageamento dos dados de *streamer*, pouca energia foi efetivamente migrada em regiões rasas até 600 m, de modo que a delimitação das camadas à essas profundidades foi insatisfatória. É possível que isto ocorreu devido a poucas amostras de tempos de trânsito em regiões de *offset* próximo associado a limitação angular da abertura de migração. Já os limites do *meddie* foram migrados corretamente, embora em algumas regiões o dado foi posicionado em profundidades diferentes da real. Isso pode ser associado tanto ao *picking*, em que possivelmente o evento errado foi selecionado, e/ou ao próprio algoritmo de migração. Além disso há a contribuição de *ghots*, visto que o *deghost* não foi aplicado. Ainda há a presença de artefatos e ruídos em toda a imagem, porém estes estavam mais presentes em profundidades menores. No imageamento dos *nodes*, todas as camadas foram migradas corretamente, embora artefatos estejam mais presentes. Acredita-se que o principal motivo para que haja essa diferença nas duas imagens, principalmente em regiões rasas, é a cobertura de sensores de fundo em todo o domínio. Entretanto, no caso especial do OBN, foi necessário limitar o operador de migração, pois a imagem migrada estava contaminada com muito artefatos. Apesar da mesma limitação ter sido aplicada nos dados de *streamer*, os artefatos citados anteriormente não foram vistos nesses dados. Tais ruídos nos *nodes* são derivados da desigualdade do tempo de trânsito, e conseqüentemente o comprimento, entre o raio da fonte e o raio do receptor, principalmente em *offsets* acima de 2 km, o que poderia estar associado ao uso de um raio único na migração, afetando o imageamento das amostras em que há mais de um ângulo de incidência coerente.

Além disso, os artefatos poderiam ser associados ao fato de que no algoritmo de migração utilizado, considera-se que todas as amostras são reflexões especulares e o critério utilizado para migração era que os tempos de trânsito dos raios deferissem em até meio período em relação ao raio especular para que esse ponto em subsuperfície pertencesse na primeira zona de Fresnel. Ainda, o algoritmo é sensível a pequenas variações no ângulo de incidência, que foi calculado utilizando uma velocidade genérica de propagação do som na água. Desse modo, os artefatos presentes na imagem poderiam ser derivados do *picking* ou mesmo da migração.

As imagens obtidas a partir da aplicação de *Wavepath Migration* demonstraram que o método é promissor para o estudo da coluna d'água em diferentes geometrias de aquisição. A principal vantagem recai no fato de não haver necessidade de informações adicionais e dados de medições *in situ* para a migração. Embora o uso de um modelo de velocidade mais refinado para o cálculo do ângulo de incidência resultará em uma imagem mais precisa das camadas d'água, visto que esse ângulo constitui a base do algoritmo. Caso se confirme que as reflexões da coluna d'água são registradas nos *nodes* em aquisições de campo, o método proposto poderá ser utilizado para o estudo das estruturas oceânicas e monitoramento dos oceanos (a partir de dados de levantamentos 4D).

## 5 CONTRIBUIÇÕES CIENTÍFICAS

Dentre as principais contribuições científicas geradas por esse trabalho, cita-se:

- f) É um dos estudos pioneiros no processamento de dados sísmicos de *nodes* para o imageamento da coluna d'água;
- g) A metodologia permite o imageamento da coluna d'água utilizando somente dados sísmicos;
- h) É possível o re-processamento de dados já adquiridos pela indústria de óleo e gás para o estudo de estruturas oceânicas;
- i) Por ser um método rápido de migração, quando comparado a tradicional migração Kirchhoff, torna-se viável o processamento de grandes volumes de dados, o que possibilita estudos oceanógrafos da plataforma continental jurídica brasileira a partir de dados sísmicos já adquiridos;
- j) A proposta é flexível para o imageamento a partir de diferentes geometrias de aquisição.

## 6 TRABALHOS FUTUROS

Os dados sintéticos utilizados foram modelados utilizando uma equação da onda em que a densidade é constante. Futuramente, deve ser considerado o uso de equações com menos simplificações, de modo a obter dados mais precisos. Ainda, etapas de pré-processamento de dados não foram aplicadas. Para trabalhos futuros deve-se considerar *deghost*, aplicação de ganhos, filtragem, entre outros. Para o *picking*, sugere-se a seleção dos tempos de trânsito em outros agrupamentos (*common shot gather* e *common offset gather*) para os dados de OBN. Ainda, métodos de *picking* mais robustos também devem ser avaliados visando a otimização do tempo de processamento, como análises de imagem, *singular value decomposition*, *fit* de hipérbolas, *auto-track* em diferentes agrupamentos, equação Eikonal, filtragem no domínio Radom e outros. Já no algoritmo de migração, sugere-se o cálculo e delimitação mais robusta da zona de Fresnel. Também é sugerido o uso de modelos de velocidade mais refinados, como aqueles obtidos por CTD ou médias históricas, para o cálculo do ângulo de incidência do raio.

## REFERÊNCIAS

ALERINI, M.; TRAUB, B.; RAVAUT, C.; DUVENECK, E. Prestack depth imaging of ocean-bottom node data. **Geophysics**, v. 74, n. 6, p. WCA57--WCA63, 2009.

ALVES, D. P. V. **Processamento de dados sísmicos de modo a acentuar as reflexões na camada de água**. 2009. Universidade de Lisboa, 2009.

BARLEY, B. Deepwater problems around the world. **The Leading Edge**, v. 18, n. 4, p. 488–494, 1999.

BARR, F. J.; SANDERS, J. I. Attenuation of water-column reverberations using pressure and velocity detectors in a water-bottom cable. **1989 SEG Annual Meeting**, p. 653–656, 1989.

BASKIR, E.; WELLER, C. Sourceless Reflection Seismic Exploration. In: **Geophysics**, 1., 1975, [...]. 1975. v. 40, p. 158–159.

BERENGER, J. P. A perfectly matched layer for the absorption of electromagnetic waves. **Journal of Computational Physics**, v. 114, n. 2, p. 185–200, 1994.

BERRYHILL, J. A. Submarine canyons: velocity replacement by wave-equation datuming before stack. **Geophysics**, v. 51, n. 8, p. 1572–1579, 1986.

BERRYHILL, J. R. Wave-equation datuming. **Geophysics**, v. 44, n. 8, p. 1329–1344, 1979.

BERRYHILL, J. R. Wave-equation datuming before stack. In: **1984 SEG Annual Meeting, SEG 1984**. [s.l.] Society of Exploration Geophysicists, 1984. p. 397–399.

BEVC, D. Imaging complex structures with semirecursive Kirchhoff migration. **Geophysics**, v. 62, n. 2, p. 577–588, 1997.

BIAU, D. The first-digit frequencies in data of turbulent flows. **Physica A: Statistical Mechanics and its Applications**, v. 440, p. 147–154, 2015.

BIESCAS, B.; RUDDICK, B. R.; NEDIMOVIC, M. R.; SALLARÈS, V.; BORNSTEIN, G.; MOJICA, J. F. Recovery of temperature, salinity, and potential density from ocean reflectivity. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 119, n. 5, p. 3171–3184, 2014.

BIESCAS, B.; SALLARÈS, V.; PELEGRÍ, J. L.; MACHÍN, F.; CARBONELL, R.; BUFFETT, G.; DAÑOBEITIA, J. J.; CALAHORRANO, A. Imaging meddy finestructure using multichannel seismic reflection data. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 11, 2008.

BORNSTEIN, G.; BIESCAS, B.; SALLARÈS, V.; MOJICA, J. Direct temperature and salinity acoustic full waveform inversion. **Geophysical Research Letters**, v. 40, p. 4344–

4348, 2013.

BRANDSAAETER, H.; FARESTVEIT, A.; URSIN, B. A new high-resolution or deep penetration airgun array. **Geophysics**, v. 44, p. 865–879, 1979.

BREGMAN, N.; BAILEY, R.; CHAPMAN, C. Crosshole seismic tomography. **Geophysics**, v. 54, p. 200–215, 1989.

BUFFETT, G. G.; KRAHMANN, G.; KLAESCHEN, D.; SCHROEDER, K.; SALLARES, V.; PAPENBERG, C.; RANERO, C. R.; ZITELLINI, N. Seismic oceanography in the Tyrrhenian Sea: thermohaline staircases, eddies, and internal waves. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 122, p. 8503–8523, 2017.

BUSKE, S.; GUTJAHR, S.; SICK, C. Fresnel volume migration of single-component seismic data. **Geophysics**, v. 74, n. 6, p. WCA47--WCA55, 2009.

CARCIONE, J. M. **Wave Fields in Real Media: Wave Propagation in Anisotropic, Anelastic, Porous and Electromagnetic Media: Third Edition**. [s.l.] Elsevier, 2014. 1–663 p.

CHOPRA, S.; MARFURT, K. J. **Seismic Attributes for Prospect Identification and Reservoir Characterization**. [s.l.] Society of Exploration Geophysicists and European Association of Geoscientists and Engineers, 2007.

CLAERBOUT, J. F. Synthesis of a Layered Medium From Its Acoustic Transmission Response. **Geophysics**, v. 33, n. 2, p. 264–269, 1968.

COLE, S. **Passive seismic and drill-bit experiments using 2-D arrays**. 1995. Stanford University, 1995.

CVETKOVIC, M.; SAINT-ANDRE, C.; BLANVILLAIN, P. Inverting for water column velocities in seismic exploration. In: 81st EAGE Conference and Exhibition 2019, 1., 2019, [...]. 2019. v. 2019, p. 1–5.

DA COSTA, C. A.; RAZ, S.; KOSLOFF, D. Gaussian beam migration. **1989 SEG Annual Meeting**, v. 55, p. 1169–1171, 1989.

DONDURUR, D. **Acquisition and Processing of Marine Seismic Data** Acquisition and Processing of Marine Seismic Data Elsevier, 2018.

DUNN, R. A. Ocean acoustic reverberation tomography. **The Journal of the Acoustical Society of America**, v. 138, n. 6, p. 3458–3469, 2015.

FER, I.; NANDI, P.; HOLBROOK, W. S.; SCHMITT, R. W.; PÁRAMO, P. Seismic imaging of a thermohaline staircase in the western tropical North Atlantic. **Ocean Science**, v. 6, n. 3, p. 621–631, 2010.

GONELLA, J.; MICHON, D. (Deep internal waves measured by seismic reflection

within the eastern Atlantic water mass). **Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II**, v. 306, n. 12, p. 781–787, 1988.

GRAD, M.; MJELDE, R.; CZUBA, W.; GUTERCH, A.; SCHWEITZER, J.; KRÜGER, F.; SCHMIDT–AURSCH, M.; FALEIDE, J. I. Modelling of seafloor multiples observed in OBS data from the North Atlantic - new seismic tool for oceanography? **Polish Polar Research**, v. 32, n. 4, p. 375–392, 2011.

GRAY, S. H.; MAY, W. P. Kirchhoff migration using eikonal equation traveltimes. **Geophysics**, v. 59, n. 5, p. 810–817, 1994.

HARLAN, W. S. Tomographic estimation of shear velocities from shallow cross-well seismic data. **1990 SEG Annual Meeting**, p. 86–89, 1990.

HOLBROOK, W. S.; FER, I. Ocean internal wave spectra inferred from seismic reflection transects. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 15, 2005.

HOLBROOK, W. S.; FER, I.; SCHMITT, R. W. Images of internal tides near the Norwegian continental slope. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 24, 2009.

HOLBROOK, W. S.; PÁRAMO, P.; PEARSE, S.; SCHMITT, R. W. Thermohaline fine structure in an oceanographic front from seismic reflection profiling. **Science**, v. 301, n. 5634, p. 821–824, 2003.

HUANG, H. P.; KAPLAN, A.; CURCHITSER, E. N.; MAXIMENKO, N. A. The degree of anisotropy for mid-ocean currents from satellite observations and an eddy-permitting model simulation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 112, n. 9, 2007.

IKELLE, L. Coding and decoding: Seismic data modeling, acquisition and processing. *In: Society of Exploration Geophysicists - 77th SEG International Exposition and Annual Meeting, SEG 2007*. [s.l.] Society of Exploration Geophysicists, 2007. p. 66–70.

JOANNES-BOYAU, R.; BODIN, T.; SCHEFFERS, A.; SAMBRIDGE, M.; MAY, S. M. Using Benford’s law to investigate natural hazard dataset homogeneity. **Scientific Reports**, v. 5, p. 1–8, 2015.

JOHNSON, J. **Seismic wavefield reconstruction using reciprocity**. 2013. University of British Columbia, 2013. Disponível em: <<https://circle.ubc.ca/handle/2429/44063>>.

KATOU, M.; ABE, S.; SAITO, H.; SATO, H. Reciprocal data acquisition and subsequent waveform matching for integrated onshore-offshore seismic profiling. **Geophysical Journal International**, v. 212, n. 1, p. 509–521, 2018.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **Geofísica de exploração**. [s.l.] Oficina de textos, 2009.

KORMANN, J.; BIESCAS, B.; KORTA, N.; DE LA PUENTE, J.; SALLARS, V.

Application of acoustic full waveform inversion to retrieve high-resolution temperature and salinity profiles from synthetic seismic data. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 116, n. 11, 2011.

KORMANN, J.; COBO, P.; BIESCAS, B.; SALLARÉS, V.; PAPENBERG, C.; RECUERO, M.; CARBONELL, R. Synthetic modelling of acoustical propagation applied to seismic oceanography experiments. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 6, 2010.

KORMANN, J.; COBO, P.; PRIETO, A. Perfectly matched layers for modelling seismic oceanography experiments. **Journal of Sound and Vibration**, v. 317, p. 354–365, 2008.

KORMANN, J.; COBO, P.; RECUERO, M.; BIESCAS, B.; SALLARÉS, V. Modelling seismic oceanography experiments by using first- and second-order Complex Frequency Shifted Perfectly Matched Layers. **Acta Acustica united with Acustica**, v. 95, n. 6, p. 1104–1111, 2009.

LACOMBE, C.; BUTT, S.; MACKENZIE, G.; SCHONS, M.; BORNARD, R. Correcting for water-column variations. **The Leading Edge**, v. 28, n. 2, p. 198–201, 2009.

LICHTE, H. On the influence of horizontal temperature layers in seawater on the range of underwater sound signals. **Physikalische Zeitschrift**, v. 17, n. (translated by A.F. Wittenborn), p. 385–389, 1919.

LIU, K.; BANCROFT, J. C. The effects of dip-limited Kirchhoff migration and F-K migration. **CREWES Research Report** —, v. 14, p. 1–15, 2002.

NANDI, P.; HOLBROOK, W. S.; PEARSE, S.; PÁRAMO, P.; SCHMITT, R. W. Seismic reflection imaging of water mass boundaries in the Norwegian Sea. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 23, p. 1–4, 2004.

PAPENBERG, C.; KLAESCHEN, D.; KRAHMANN, G.; HOBBS, R. W. Ocean temperature and salinity inverted from combined hydrographic and seismic data. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 4, 2010.

PÁRAMO, P.; HOLBROOK, W. S. Temperature contrasts in the water column inferred from amplitude- versus-offset analysis of acoustic reflections. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 24, p. 1–4, 2005.

PORSANI, M. J.; ARTOLA, F. A. V.; SILVA, M. G. da; MELO, P. E. M. de. Filtragem Svd Aplicada À Melhoria Do Rastreamento De Horizontes Sísmicos. **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 28, n. 3, p. 473, 2011.

PORSANI, M. J.; SILVA, M. G.; MELO, P. E. M.; URSIN, B. Ground-roll attenuation based on SVD filtering. *In: 79th Society of Exploration Geophysicists International*

**Exposition and Annual Meeting 2009, SEG 2009.** [s.l.] Society of Exploration Geophysicists, 2009. p. 3381–3385.

REN, Q.; KWON, Y.; YANG, J.; HUANG, R. X.; LI, Y. Increasing Inhomogeneity of the Global Oceans. **Geophysical Research Letters**, p. 1–11, 2022.

RICKETT, J.; CLAERBOUT, J. Acoustic daylight imaging via spectral factorization: Helioseismology and reservoir monitoring. **1999 SEG Annual Meeting**, v. 18, n. 8, p. 957–960, 1999.

RUDDICK, B. B.; SONG, H.; DONG, C.; PINHEIRO, L. Water column seismic images as maps of temperature gradient. **Oceanography**, v. 22, n. 1, p. 192–205, 2009.

RUDNICK, D. L. Upper Ocean Time and Space Variability. *In*: STEELE, J. H. **Encyclopedia of Ocean Sciences: Second Edition**. Oxford: Academic Press, 2001. p. 211–216.

SAMBRIDGE, M.; TKALČIĆ, H.; JACKSON, A. Benford's law in the natural sciences. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 22, 2010.

SCHALKWIJK, K. M.; WAPENAAR, C. P. A.; VERSCHUUR, D. J. Application of two-step decomposition to multicomponent ocean-bottom data: Theory and case study. **Journal of Seismic Exploration**, v. 8, n. 3, p. 261–278, 1999.

SCHLEICHER, J.; HUBRAL, P.; TYGEL, M.; JAYA, M. S. Minimum apertures and Fresnel zones in migration and demigration. **Geophysics**, v. 62, n. 1, p. 183–194, 1997.

SCHNEIDER, W. A.; LARNER, K. L.; BURG, J. P.; BACKUS, M. M. A new data-processing technique for the elimination of ghost arrivals on reflection seismograms. **Geophysics**, v. 29, p. 783–805, 1964.

SCHUSTER, G. Seismic interferometry. **Seismic Interferometry**, v. 9780521871, n. 6, p. 1–260, 2009.

SCHUSTER, G. T. Seismic interferometric/daylight imaging: Tutorial. *In*: Proceedings of the 63rd Ann. Conference, EAGE Extended Abstracts, 2001, [...]. 2001.

SCHUSTER, G. T. Fermat's interferometric principles for multiple reflection tomography. **67th European Association of Geoscientists and Engineers, EAGE Conference and Exhibition, incorporating SPE EUROPE2005 - Extended Abstracts**, v. 67th Europ, n. 12, p. 63–67, 2005.

SCHUSTER, G. T. 5. Seismic Interferometry. *In*: **Encyclopedia of Exploration Geophysics**. [s.l.] Society of Exploration Geophysicists, 2014. p. Q1-1-Q1-41.

SCHUSTER, G. T.; RICKETT, J. Daylight imaging in V (x, y, z) media. **Utah tomography and modeling-migration project midyear report and stanford exploration**

**project midyear reports**, p. 55–66, 2000.

SCHUSTER, G. T.; YU, J.; SHENG, J.; RICKETT, J. Interferometric/daylight seismic imaging. **Geophysical Journal International**, v. 157, n. 2, p. 838–852, 2004.

SCHUSTER, G. T.; ZHOU, M. A theoretical overview of model-based and correlation-based redatuming methods. **Geophysics**, v. 71, n. 4, p. SI103--SI110, 2006.

SEA, C. N. Prestack Depth Migration. **Geophysics**, v. 2000, n. June, p. 1–18, 2000.

SENKAYA, M.; KARSLI, H. A semi-automatic approach to identify first arrival time: The cross-correlation technique (CCT). **Earth Sciences Research Journal**, v. 18, n. 2, p. 107–113, 2014.

SHERIFF, R. E.; GELDART, L. P. Exploration seismology. Volume 1: History, theory, and data acquisition. 1983.

SKARSOULIS, E. K.; ATHANASSOULIS, G. A.; SEND, U. Ocean acoustic tomography based on peak arrivals. **The Journal of the Acoustical Society of America**, v. 100, n. 2, p. 797–813, 1996.

SMITH III, J. O. **Mathematics of the Discrete Fourier Transform (DFT)**. <http://www.w3k.org/books/>: W3K Publishing, 2002. 1–247 p.

SONG, H. Bin; LUIS, P.; WANG, D. X.; DONG, C. Z.; SONG, Y.; BAI, Y. Seismic images of ocean meso-scale eddies and internal waves. **Acta Geophysica Sinica**, v. 52, n. 11, p. 2775–2780, 2009.

SONG, H.; CHEN, J.; ZHAO, Q.; GUAN, Y. Investigation and inversion of seismic oceanography dataset in the NE South China Sea. **Chinese Journal of Geophysics**, v. 61, p. 3760–3769, 2018.

SOUBARAS, R. Ocean bottom hydrophone and geophone processing. **1996 SEG Annual Meeting**, p. 24–27, 1996.

SUN, D.; JIAO, K.; CHENG, X.; VIGH, D. Compensating for source and receiver ghost effects in full waveform inversion and reverse time migration for marine streamer data. **Geophysical Journal International**, v. 201, p. 1507–1521, 2015.

SUN, H.; SCHUSTER, G. 2D wavepath migration. **Geophysics**, v. 66, p. 1528–1537, 2001.

SUN, H.; SCHUSTER, G. T. Wave path migration versus Kirchhoff migration. In: 1999 SEG Annual Meeting, 1999, [...]. Society of Exploration Geophysicists, 1999. p. 1138–1141.

SUN, H.; SCHUSTER, G. T. 3D wavepath migration. **Geophysical Prospecting**, v.

51, n. 5, p. 421–430, 2003.

SUN, Y.; QIN, F.; CHECKLES, S.; LEVEILLE, J. 3D prestack kirchhoff beam migration for depth imaging. **2000 SEG Annual Meeting**, v. 65, p. 1592–1603, 2000.

TANER, M. T.; KOEHLER, F.; SHERIFF, R. E. Complex Seismic Trace Analysis. **Geophysics**, v. 44, n. 6, p. 1041–1063, 1979.

TATHAM, R. H.; MCCORMACK, M. D. **Multicomponent Seismology in Petroleum Exploration**. [s.l.] Society of Exploration Geophysicists, 1991.

THORBECKE, J.; RUIGROK, E.; DRAGANOV, D.; NEUT, J. V.D.; HUNZIKER, J.; WAPENAAR, K. Seismic interferometry by cross-correlation and by multi-dimensional deconvolution using ambient seismic noise. **SEG Technical Program Expanded Abstracts**, v. 28, n. 1, p. 4219–4222, 2009.

WANG, J.; XIAO, Z.; LIU, C.; ZHAO, D.; YAO, Z. Deep learning for picking seismic arrival times. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 124, p. 6612–6624, 2019.

WANG, K.; HATCHELL, P.; UDENGAARD, C.; CRAFT, K.; DUNN, S. Water velocity and tide measurement in marine seismic acquisition. In: 75th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2013, 2013, [...]. 2013.

WAPENAAR, K.; DRAGANOV, D.; SNIEDER, R.; CAMPMAN, X.; VERDEL, A. Tutorial on seismic interferometry: Part 1 - Basic principles and applications. **Geophysics**, v. 75, n. 5, p. 75A195--75A209, 2010.

WAPENAAR, K.; DRAGANOV, D.; THORBECKE, J.; FOKKEMA, J. Theory of acoustic daylight imaging revisited. In: **2002 SEG Annual Meeting**. [s.l.] Society of Exploration Geophysicists, 2002. p. 2269–2272.

WOMBELL, R. Water velocity variations in 3D seismic processing. In: **1996 SEG Annual Meeting**. [s.l.] Society of Exploration Geophysicists, 1996. p. 1666–1669.

WRIGHT, J.; COLLING, A. **Seawater: its composition, properties, and behaviour**. [s.l.] Pergamon, 1995. v. 2

YILMAZ, Ö. **Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data**. [s.l.] Society of exploration geophysicists, 2001. v. 102065 p.

ZHU, W.; BEROZA, G. C. PhaseNet: a deep-neural-network-based seismic arrival-time picking method. **Geophysical Journal International**, v. 216, p. 261–273, 2019.

## APÊNDICE A – Análise da aplicação do atributo sísmico envelope do traço no *picking* dos dados sintéticos de Cádiz

Atributos sísmicos são definidos como quaisquer informações extraídas dos dados sísmicos, que permitam enfatizar características importantes a sua interpretação, onde normalmente a escolha é definida *a priori* dentro de um contexto associado a qual evento se pretende realçar. Usualmente, os atributos são divididos entre sua aplicação em dados pré ou pós-empilhados, sendo derivados de um ou mais parâmetros que compõem o traço sísmico, como a amplitude, frequência e fase. Atributos de amplitude fornecem informações sobre parâmetros físicos, tais como impedância acústica, coeficiente de reflexão e efeitos da velocidade. Já atributos de fase podem ser utilizados para realce de continuidade dos refletores e auxílio na interpretação da estratigrafia. Atributos derivados da frequência são úteis na identificação e interpretação de eventos que causem absorção de energia, tais como falhas e presença de fluídos. Em todos esses casos, é utilizada a definição do traço complexo, que consiste na aplicação da transformada de Hilbert em cada traço. A transformação em números complexos permite uma separação direta entre amplitude, fase e cálculo da frequência instantânea nos dados sísmicos (TANER; KOEHLER; SHERIFF, 1979).

Dentre os atributos sísmicos existentes há interesse particular no envelope do traço, visto que seu uso é aparentemente comum nos estudos de Tomografia Acústica Oceânica (SKARSOULIS; ATHANASSOULIS; SEND, 1996) e em determinados equipamentos de medições oceânicas monocanais em zero *offset* (e.g. EdgeTech 2050-DSS *side scan sonar and sub-bottom profiler*). Também chamado de amplitude instantânea, o envelope do traço é considerado no processo de *picking*, visto que este atributo descreve a variação de energia dos eventos sísmicos em um traço independente da fase. Matematicamente, este é obtido pelo valor absoluto (sendo  $\mathcal{R}$  a parte real do traço, e  $\mathcal{I}$  a componente imaginária):

$$E(t) = \sqrt{\mathcal{R}^2 + \mathcal{I}^2}. \tag{10}$$

O envelope do traço permite identificar o contraste de impedância entre as camadas, sendo útil na identificação de descontinuidades nos refletores (TANER; KOEHLER; SHERIFF, 1979). Entretanto, esse atributo representa uma forma suavizada do traço, de maneira que o seu uso pode influenciar na determinação dos tempos de trânsito. A fim de verificar esta influência no *picking* e o erro humano associado, foram consideradas duas seções dos dados sintéticos de Cádiz, uma para dados de *streamer* e outra para *nodes*, com 100 traços agrupados em *common shot gather* e *common receiver gather*, respectivamente. O *picking* foi feito nos dados brutos e

após a aplicação do envelope, para o centésimo vigésimo sexto disparo da simulação de *streamer* ( $x_{fonte}=6300\text{ m}$ ) e para o vigésimo segundo *node* ( $x_{node}=6300\text{ m}$ ), indicados na Figura 14.

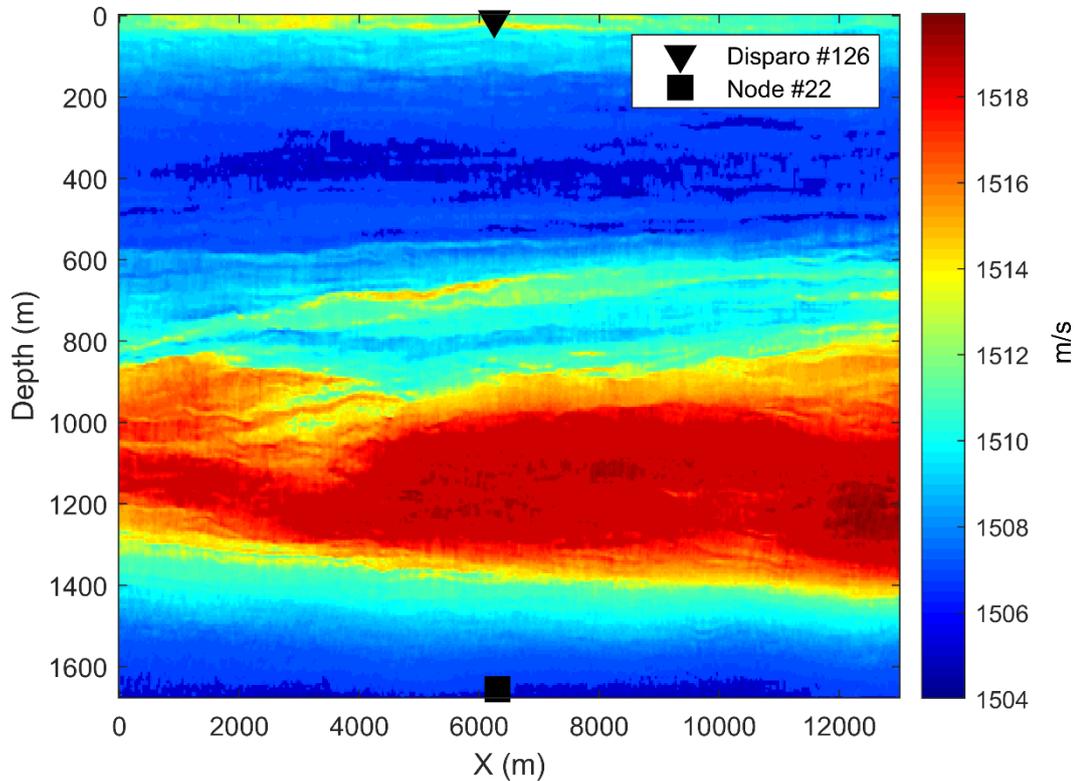


Figura 14: Posições do disparo e receptor utilizados para análise do efeito do uso de atributos sísmicos no *picking* para os dados de *streamer* e *ocean bottom node*, respectivamente, no modelo de velocidade utilizado.

Os eventos selecionados foram aqueles com maior continuidade lateral, sendo cinco reflexões mais a onda direta. Tais eventos são destacados na Figura 15 para as duas geometrias de aquisição, sendo o sismograma de *streamers* apresentado em *two-way travelttime*<sup>10</sup> (TWT). Em ambos os casos, o tempo de trânsito dos eventos no dado bruto foi selecionado na interface entre uma amplitude negativa e positiva. Já para o dado com atributo, o *picking* foi feito no local de máxima amplitude dos pacotes.

<sup>10</sup> Tempo, em segundos, que a onda sísmica leva para se propagar entre a fonte e o refletor, e retornar ao receptor.

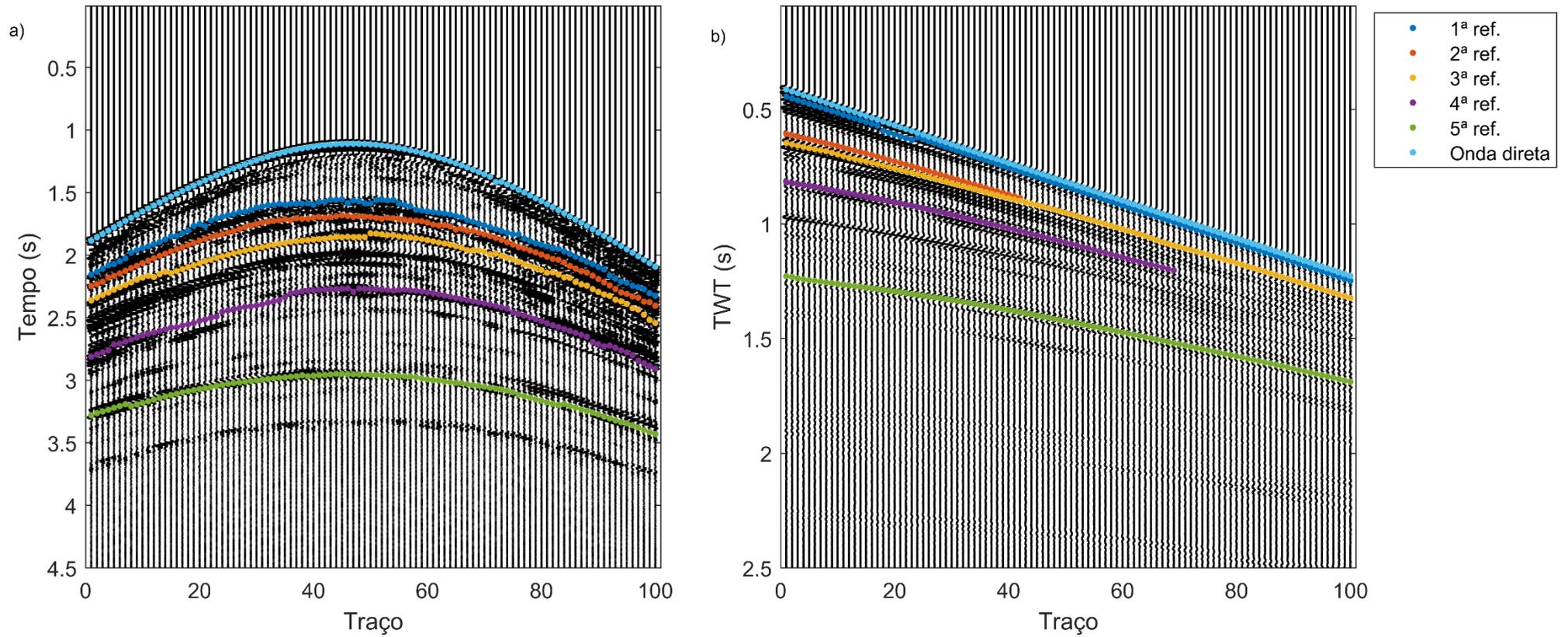


Figura 15: Eventos analisados em 100 traços de a) *node* e b) *streamer*. Os eventos destacados são aqueles obtidos através do *picking* no dado bruto. O sismograma de *streamer* é apresentado em *two-way travelttime* (TWT).

Na Tabela 6 e Figura 16 são apresentados a média, desvio padrão, maior e menor diferença entre os tempos de trânsito para os dados bruto e com atributo envelope do traço registrados nos *streamers* para o disparo 126. Para a onda direta, as diferenças encontradas têm comportamento aproximadamente linear, sendo o desvio máximo 0,0155 s e média 0,0118 s. Para a primeira reflexão, a menor diferença é 0,0015 s e a maior 0,0192 s, com média igual a 0,0126 s. O menor intervalo de desvios é visto na segunda reflexão, variando de 0,0004 a 0,0080 s. Já a menor diferença entre os tempos do dado bruto e dado com envelope é encontrado na terceira reflexão, sendo igual a 0,0001 s no traço 78. Para a quarta reflexão, a média obtida é 0,0086 s. Na quinta reflexão são encontrados o menor e maior desvio em todos os eventos analisados, sendo eles 0 s, ou seja, não houve diferença nos tempos selecionados em ambos os dados, e 0,0421 s, respectivamente. Neste último evento, os maiores desvios estão em *offsets* mais próximos, o que é explicado pela dificuldade de seleção nos tempos de trânsito devido à baixa amplitude desse evento em tais receptores.

Na Tabela 7 e Figura 17 são apresentados a média, desvio padrão, maior e menor diferença entre os tempos de trânsito para os dados bruto e com atributo envelope do traço registrados no *node* 22 ( $x = 6300$  m). Os menores desvios encontrados nesses dados são na onda direta, com média igual a 0,0112 s. O uso do envelope do traço na primeira reflexão introduziu desvios de 0,0011 s a 0,0417 s. Já as maiores diferenças entre o dado bruto e dado com atributo são encontradas na segunda reflexão, com média de 0,0213 s e desvio padrão 0,02 s. As diferenças vistas para o terceiro evento variam de 0,0005 s a 0,0518 s. O segundo maior desvio encontrado foi na quarta reflexão para o disparo 34, com valor de 0,0645 s. O menor desvio da quinta reflexão foi registrado para o disparo 79, sendo igual a 0,0001 s.

Tabela 6: Diferenças nos tempos de trânsito, em segundos, nos dados de *streamer* antes e após a aplicação do atributo sísmico envelope do traço.

<b>Evento</b>	<b>Mínimo (s)</b>	<b>Máximo (s)</b>	<b>Média (<math>\mu</math>)</b>	<b>Desvio padrão (<math>\sigma</math>)</b>
<i>Onda direta</i>	0,008873	0,015464	0,011849	0,001777
<i>1ª Reflexão</i>	0,001529	0,019235	0,012610	0,005451
<i>2ª Reflexão</i>	0,000373	0,007956	0,002259	0,001611
<i>3ª Reflexão</i>	0,000059	0,019808	0,006836	0,004370
<i>4ª Reflexão</i>	0,003688	0,021097	0,008572	0,005208
<i>5ª Reflexão</i>	0,000032	0,042066	0,007293	0,006950

Tabela 7: Diferenças nos tempos de trânsito, em segundos, nos dados de *node* antes e após a aplicação do atributo sísmico envelope do traço.

<b>Evento</b>	<b>Mínimo (s)</b>	<b>Máximo (s)</b>	<b>Média (<math>\mu</math>)</b>	<b>Desvio padrão (<math>\sigma</math>)</b>
<i>Onda direta</i>	0,009807	0,013285	0,011205	0,000826
<i>1ª Reflexão</i>	0,001126	0,041710	0,015275	0,008364
<i>2ª Reflexão</i>	0,000121	0,070396	0,021328	0,020015
<i>3ª Reflexão</i>	0,000522	0,051780	0,015579	0,012326
<i>4ª Reflexão</i>	0,000360	0,064462	0,019053	0,014839
<i>5ª Reflexão</i>	0,000101	0,050853	0,014661	0,010678

Considerando uma velocidade de propagação do som na água genérica ( $c = 1500 \text{ m/s}$ ) e a maior diferença encontrada nos dados de *streamer* entre o dado bruto e o dado com envelope do traço, podem ser esperados deslocamentos verticais nos refletores de até 63,1 metros. Já nos dados de *nodes*, deslocamento variando de 0,15 m a 105,6 metros podem ser introduzidos pelo uso do envelope do traço no *picking* dos tempos de trânsito. Entretanto, enfatiza-se que tais desvios também podem ser associados ao erro humano associado ao processo, visto que o mesmo foi realizado de forma manual. Os maiores valores, encontrados no caso do *node*, podem ser associados ao agrupamento de eventos próximos, e ainda é possível que haja uma maior influência nesses dados dos *ghosts* da fonte, visto que esses ruídos não foram removidos. De maneira geral, o uso do envelope do traço facilitou o *picking* dos tempos de trânsito, porém, por suavizar o traço sísmico e até mesmo agrupar eventos muito próximos, desvios verticais podem ser introduzidos na imagem.

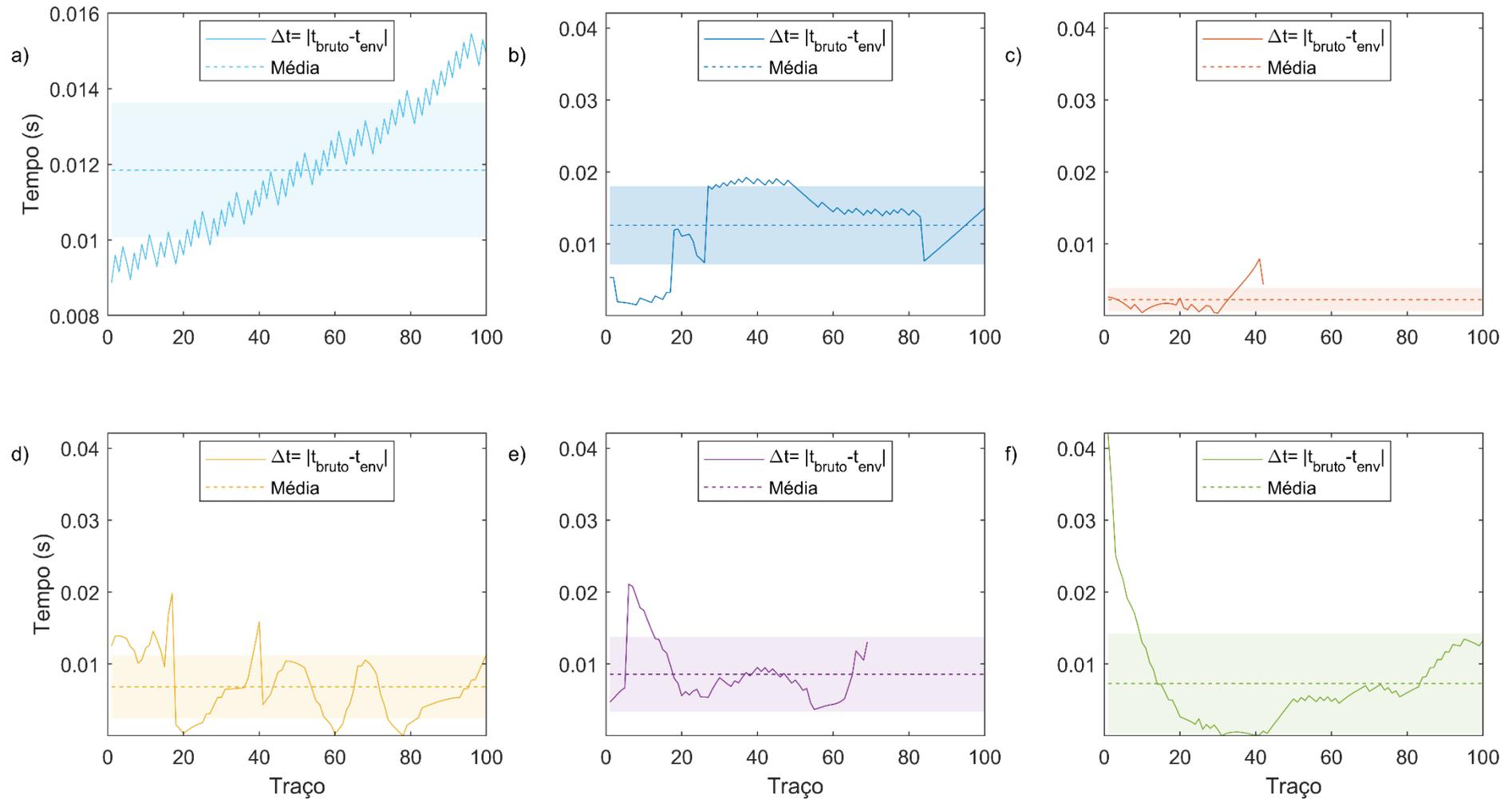


Figura 16: Análise dos tempos de trânsito para os dados de *streamer* antes e após a aplicação do envelope do traço. A linha sólida nos gráficos representa o módulo da diferença entre o dado bruto e o dado com envelope. A linha pontilhada indica a média dessas diferenças e a área colorida ao seu redor, o desvio padrão para a) onda direta, b) primeira, c) segunda, d) terceira, e) quarta e f) quinta reflexões analisadas.

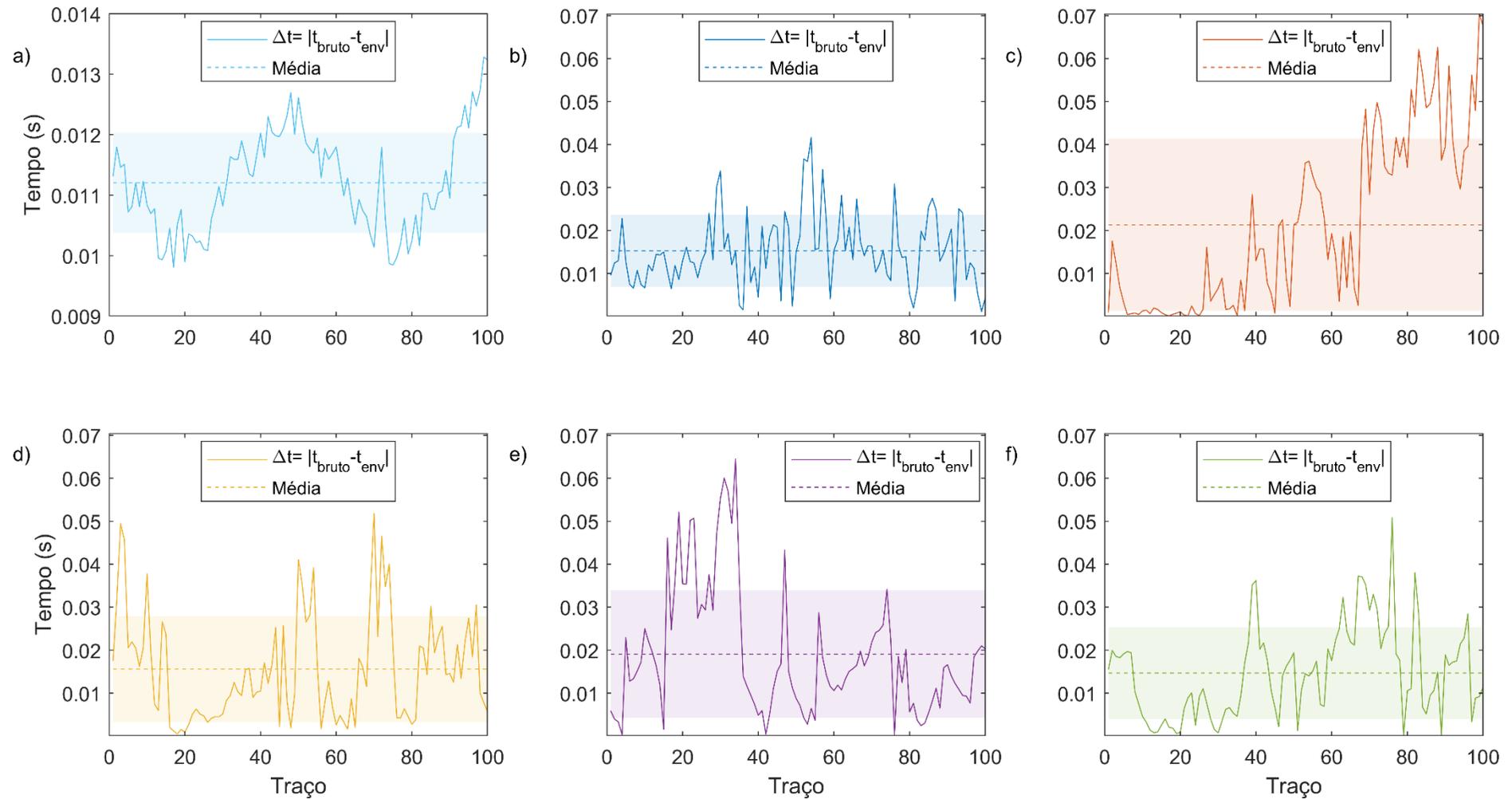


Figura 17: Análise dos tempos de trânsito para os dados de *node* antes e após a aplicação do envelope do traço. A linha sólida nos gráficos representa o módulo da diferença entre o dado bruto e o dado com envelope. A linha pontilhada indica a média dessas diferenças e a área colorida ao seu redor, o desvio padrão para a) onda direta, b) primeira, c) segunda, d) terceira, e) quarta e f) quinta reflexões analisadas.

## APÊNDICE B – APLICAÇÃO DA LEI DE BENFORD EM DADOS SÍSMICOS DE CAMPO

A lei de Benford associa uma probabilidade única de ocorrência dos primeiros  $d$ -dígitos significativos, considerando um conjunto de amostras igualmente distribuídas em uma escala logarítmica, que no caso da base 10 (0, 1, 2, ..., 9) é definida como,

$$P(d) = \frac{\ln\left(1 + \frac{1}{d}\right)}{\ln(10)}. \quad (11)$$

Esta distribuição indica uma maior ocorrência de menores valores nos primeiros dígitos significativos em uma população de dados, seguindo um comportamento assintótico partindo de 30% para o dígito 1, até 5% para o dígito 9. A verificação desta probabilidade é usada, por exemplo, na identificação de fraudes em operações financeiras e de dados estatísticos (BIAU, 2015). Entretanto, comparações também foram realizadas no comportamento de dados sísmicos de terremotos (SAMBRIDGE; TKALČIĆ; JACKSON, 2010), distâncias percorridas por ciclones tropicais (JOANNES-BOYAU *et al.*, 2015), e no comportamento de regimes de escoamento turbulento (BIAU, 2015). As discrepâncias encontradas nestes casos, podem ser associadas a algum fenômeno físico (como perturbações de um estado de equilíbrio) ou associadas a eventos isolados (como a mudança em equipamentos de medições, etc).

A concordância entre os comportamentos dos traços sísmicos dos dados e a distribuição de probabilidades da lei de Benford é apresentada na Figura 18. De modo geral, os arquivos de hidrofone seguem um comportamento assintótico similar a distribuição de Benford, com algumas diferenças nos valores das probabilidades encontradas em cada traço. Contudo, se considerados os valores obtidos a partir da média de todos os traços, o comportamento verificado se aproxima mais dos valores indicados na distribuição de Benford. É possível que a diferença remanescente pode estar associada ao número de amostras considerado. Entretanto, um comportamento anômalo do dígito 5 pode ser observado nos traços do campo de onda descendente, tendo sua probabilidade variando entre 26% a 29%. O motivo deste comportamento se deve a presença de um valor constante, associado a um truncamento do zero numérico  $5,87^{-39}$  na região onde o traço foi cortado (substrato geológico). No entanto, considerando somente a região acima dos traços (com a presença da onda direta e reflexões termohalinas), o comportamento observado se aproxima dos resultados do hidrofone.

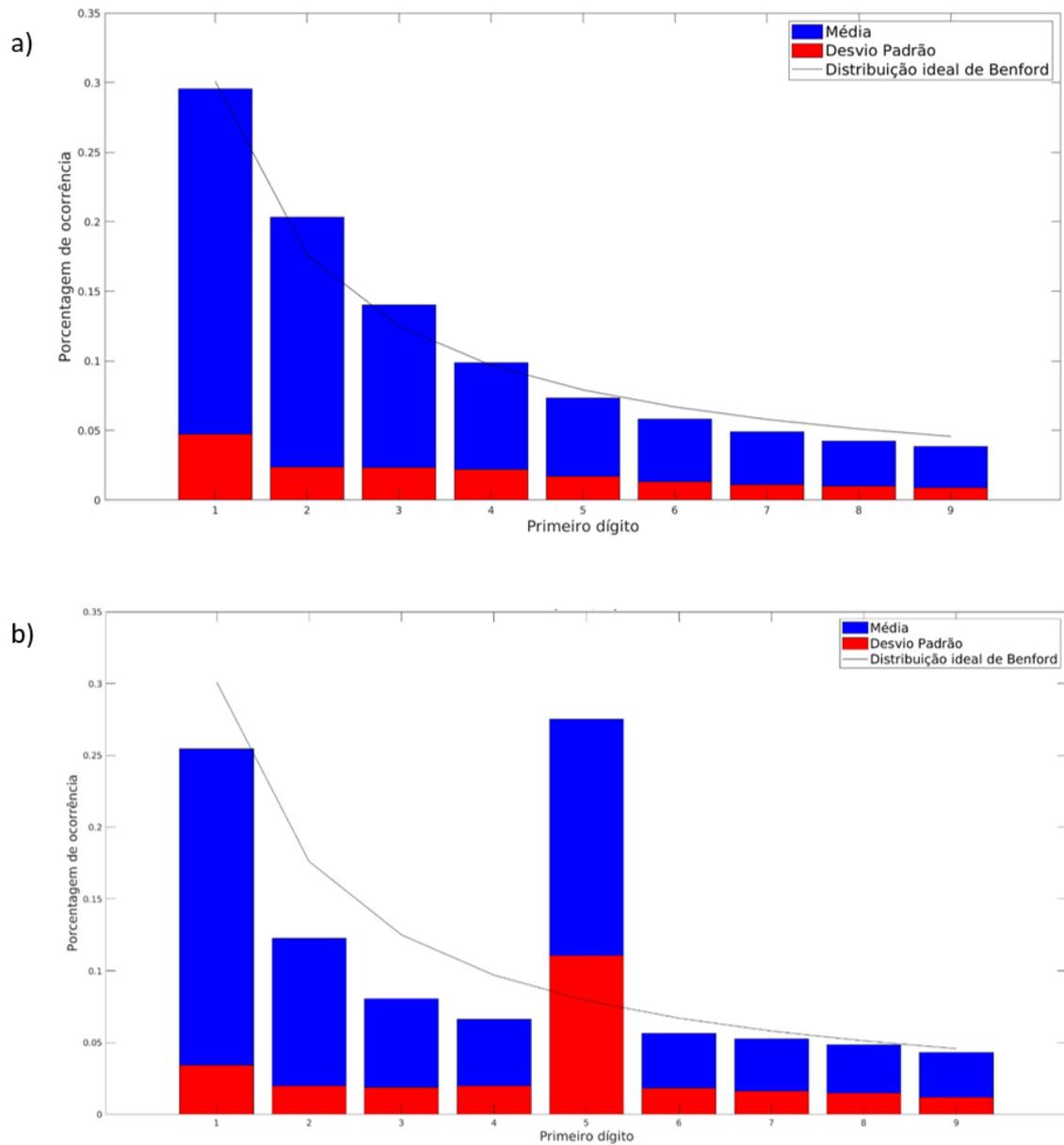


Figura 18: Valores médios (em azul) e desvio padrão (em vermelho) dos percentuais de ocorrência dos primeiros dígitos nos dados: a) arquivo 1317.1386.1 de hidrofone e b) arquivo 1317.1386.1 de ondas descendentes.

**APÊNDICE C – RELAÇÃO ENTRE ARQUIVO E QUANTIDADE DE AMOSTRAS  
DE TEMPO DE TRÂNSITO PARA ONDA DIRETA EM DADOS REAIS**

Na tabela 7 é apresentada a relação da quantidade de amostras de tempos de trânsitos para as ondas diretas. O *picking* foi feito de forma automática considerando que a maior amplitude em cada traço é associada a esse evento. É possível verificar que há diferença na quantidade de amostras para os dados de hidrofone e campo de ondas descendentes de um mesmo arquivo em *common receiver gather*. É possível que essa diferença esteja associada a separação do campo de ondas e/ou etapas anteriores de processamento, como mute de traços.

Tabela 8: Relação da quantidade de ondas diretas em que o *picking* foi feito para cada arquivo de hidrofone e campo de ondas descendentes

<i>Hidrofone</i>		<i>Campo de ondas descendentes</i>	
Arquivo	Quantidade de traços	Arquivo	Quantidade de traços
RID131713861	20518	RID131713861	20099
RID133013781	20451	RID133013781	20093
RID133013931	20425	RID133013931	20065
RID133014081	20461	RID133014081	20103
RID134313711	20331	RID134313711	20085
RID134313861	20347	RID134313861	20100
RID134314011	20341	RID134314011	20092
RID134314161	20351	RID134314161	20103
RID134314311	20270	RID134314311	20020
RID135613631	20250	RID135613631	20093
RID135613781	20257	RID135613781	20101
RID135613931	20229	RID135613931	20072
RID135614081	20261	RID135614081	20105
RID135614231	20259	RID135614231	20103
RID135614381	20252	RID135614381	20096
RID135614531	20230	RID135614531	20073
RID136913561	20258	RID136913561	20100
RID136913711	20258	RID136913711	20099
RID136913861	20253	RID136913861	20095
RID136914011	20256	RID136914011	20097
RID136914161	20265	RID136914161	20107
RID136914311	20209	RID136914311	20050
RID136914461	20255	RID136914461	20097
RID136914611	20264	RID136914611	20105
RID136914761	20252	RID136914761	20094
RID138213481	20264	RID138213481	20104
RID138213631	20259	RID138213631	20100

<i>Hidrofone</i>		<i>Campo de ondas descendentes</i>	
Arquivo	Quantidade de traços	Arquivo	Quantidade de traços
RID138213632	20258	RID138213632	20098
RID138213781	20264	RID138213781	20104
RID138213931	20263	RID138213931	20104
RID138214081	20264	RID138214081	20104
RID138214231	20235	RID138214231	20076
RID138214381	20276	RID138214381	20116
RID138214531	20223	RID138214531	20064
RID138214681	20262	RID138214681	20102
RID138214831	20255	RID138214831	20096
RID138214981	20259	RID138214981	20099
RID139513411	20311	RID139513411	20103
RID139513561	208	RID139513561	48
RID139513562	20215	RID139513562	20055
RID139513711	20228	RID139513711	20069
RID139513861	20262	RID139513861	20102
RID139514011	20264	RID139514011	20104
RID139514161	20248	RID139514161	20088
RID139514311	20239	RID139514311	20080
RID139514461	20258	RID139514461	20098
RID139514611	20259	RID139514611	20100
RID139514761	20249	RID139514761	20089
RID139514911	20247	RID139514911	20088
RID139515061	20258	RID139515061	20098
RID140813331	20335	RID140813331	20066
RID140813481	20265	RID140813481	20107
RID140813631	20270	RID140813631	20111
RID140813781	20262	RID140813781	20103
RID140813931	20237	RID140813931	20078
RID140814082	20253	RID140814082	20095
RID140814231	20275	RID140814231	20116
RID140814381	20252	RID140814381	20094
RID140814531	20220	RID140814531	20061
RID140814681	20258	RID140814681	20100
RID140814831	20251	RID140814831	20092
RID140814981	20258	RID140814981	20099
RID142113261	20405	RID142113261	20107
RID142113411	20310	RID142113411	20106
RID142113561	20262	RID142113561	20105
RID142113711	20251	RID142113711	20094
RID142113861	20258	RID142113861	20102
RID142114011	20259	RID142114011	20102
RID142114161	20266	RID142114161	20109

<i>Hidrofone</i>		<i>Campo de ondas descendentes</i>	
Arquivo	Quantidade de traços	Arquivo	Quantidade de traços
RID142114311	20252	RID142114311	20095
RID142114461	20252	RID142114461	20096
RID142114611	20261	RID142114611	20104
RID142114761	20244	RID142114761	20087
RID142114911	20228	RID142114911	20071
RID143413181	20463	RID143413181	20107
RID143413331	20389	RID143413331	20095
RID143413481	20300	RID143413481	20113
RID143413631	20291	RID143413631	20108
RID143413781	20287	RID143413781	20102
RID143413931	20262	RID143413931	20080
RID143414081	20301	RID143414081	20117
RID143414231	20285	RID143414231	20103
RID143414381	20285	RID143414381	20099
RID143414532	20252	RID143414532	20070
RID143414681	20284	RID143414681	20099
RID143414831	20281	RID143414831	20099
RID144713111	20505	RID144713111	20095
RID144713261	20466	RID144713261	20103
RID144713411	20382	RID144713411	20115
RID144713561	20323	RID144713561	20104
RID144713711	20292	RID144713711	20073
RID144713861	20332	RID144713861	20113
RID144714011	20336	RID144714011	20117
RID144714161	20326	RID144714161	20107
RID144714312	20287	RID144714312	20068
RID144714461	20321	RID144714461	20102
RID144714611	20309	RID144714611	20089
RID144714761	20313	RID144714761	20094
RID146013331	20424	RID146013331	20079
RID146013481	20334	RID146013481	20098
RID146013631	20345	RID146013631	20110
RID146013781	20349	RID146013781	20114
RID146013931	20315	RID146013931	20080
RID146014081	20336	RID146014081	20101
RID146014231	20342	RID146014231	20105
RID146014381	20336	RID146014381	20101
RID146014531	20303	RID146014531	20068
RID146014681	20336	RID146014681	20100
RID147313561	20351	RID147313561	20107
RID147313711	20330	RID147313711	20086
RID147313861	20353	RID147313861	20108

<i>Hidrofone</i>	
Arquivo	Quantidade de traços
RID147314011	20350
RID147314161	20353
RID147314311	20322
RID147314461	20349
RID147314611	20349
RID148613781	20354
RID148613931	20332
RID148614081	20359
RID148614231	20365
RID148614381	20364
RID148614531	20327
RID149914011	20354
RID149914161	20357
RID149914311	20328
RID149914461	20358
RID151214231	20355
RID151214381	20347

<i>Campo de ondas descendentes</i>	
Arquivo	Quantidade de traços
RID147314011	20105
RID147314161	20110
RID147314311	20078
RID147314461	20104
RID147314611	20104
RID148613781	20105
RID148613931	20085
RID148614081	20110
RID148614231	20118
RID148614381	20115
RID148614531	20080
RID149914011	20105
RID149914161	20110
RID149914311	20079
RID149914461	20111
RID151214231	20112
RID151214381	20106