



MARINHA DO BRASIL
INSTITUTO DE ESTUDOS DO MAR ALMIRANTE PAULO MOREIRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ACÚSTICA SUBMARINA

ESTUDO NUMÉRICO DA INFLUÊNCIA DAS CONDIÇÕES OCEANOGRÁFICAS NA
PROPAGAÇÃO ACÚSTICA SUBMARINA: UM ESTUDO DE CASO NA REGIÃO DE
CABO FRIO

Marco André Desbrousses Cotta

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa
de Pós-Graduação em Acústica Submarina,
PPGAS, do Instituto de Estudos do Mar Almirante
Paulo Moreira, como parte dos requisitos
necessários à obtenção do título de Mestre em
Acústica Submarina.

Orientadores: Marcia Helena Moreira Valente

Marcos Henrique Maruch Tonelli

Arraial do Cabo

Março de 2024

ESTUDO NUMÉRICO DO IMPACTO DAS CONDIÇÕES OCEANOGRÁFICAS NA PROPAGAÇÃO ACÚSTICA SUBMARINA: UM ESTUDO DE CASO COM DADOS ACÚSTICOS *IN SITU* NA REGIÃO DE CABO FRIO

Marco André Desbrousses Cotta

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ACÚSTICA SUBMARINA DO INSTITUTO DE ESTUDOS DO MAR ALMIRANTE PAULO MOREIRA COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM ACÚSTICA SUBMARINA.

Orientadores: Prof. Marcia Helena Moreira Valente, D.Sc.

Prof. Marcos Henrique Maruch Tonelli, D.Sc.

Aprovada por: Prof. Fabio Contrera Xavier, D.Sc.

Prof. Vicente Barroso Junior, D.Sc.

Prof. Leandro Calado, D.Sc.

ARRAIAL DO CABO, RJ - BRASIL

MAIO DE 2024

Dedicatória

Dedico este trabalho a Deus, fonte de toda sabedoria e inspiração, cuja orientação e provisão foram fundamentais em minha jornada acadêmica.

Senhor, em Ti encontrei força nos momentos de dúvida, coragem diante dos desafios e esperança nos dias mais difíceis. Tua presença constante guiou meus passos, iluminou minha mente e sustentou meu coração em cada etapa deste caminho.

Neste momento de conquista, expresso com profunda gratidão o Teu cuidado amoroso, que me fortaleceu nas fraquezas, me sustentou nas horas de cansaço e me inspirou a perseverar diante das adversidades.

Entrego a Ti os frutos deste esforço, reconhecendo que tudo o que alcancei foi possível pela Tua graça e misericórdia. Que este trabalho seja uma expressão do meu compromisso em honrar Teu nome e refletir a luz da Tua verdade.

Que minha vida e meu trabalho sejam dedicados ao serviço do Teu Reino, inspirando outros a buscar a sabedoria que vem do alto.

Agradeço por Tua fidelidade inabalável e por todas as bênçãos derramadas sobre mim. Que toda a glória e louvor sejam para Ti, ó Deus, agora e para sempre. Amém.

Agradecimentos

Gostaria de expressar meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas que contribuíram para o desenvolvimento e conclusão desta dissertação de mestrado.

Gostaria de expressar minha profunda gratidão aos meus orientadores, D.Sc. Márcia Helena Moreira Valente e D.Sc. Marcos Henrique Maruch Tonelli, pela orientação excepcional, paciência incansável e apoio constante durante todo o desenvolvimento deste trabalho. Suas instruções sábias e experientes foram fundamentais para o meu crescimento acadêmico e para a qualidade deste estudo. Além disso, agradeço por dedicarem seu tempo e expertise para revisar e aprimorar este trabalho. Suas contribuições foram inestimáveis, elevaram o nível deste estudo. Agradeço também pela confiança depositada em mim e pelo encorajamento constante ao longo deste processo. Suas palavras de estímulo foram essenciais para superar os desafios encontrados durante a pesquisa e a redação da dissertação. Por fim, reconheço o impacto significativo que tiveram em minha formação acadêmica e profissional. Seu comprometimento com a excelência e sua dedicação ao ensino deixaram uma marca indelével em minha jornada acadêmica, pela qual serei eternamente grato.

Também expresso minha profunda gratidão aos ilustres membros da banca examinadora por dedicarem generosamente seu tempo e expertise para avaliar este trabalho e contribuir de forma inestimável para o seu aprimoramento. As valiosas observações e sugestões fornecidas pelos membros da banca, D.Sc. Fabio Contrera Xavier, D.Sc. Vicente Barroso Junior e D.Sc. Leandro Calado, D.Sc., foram essenciais para o refinamento e a qualidade deste estudo. Além de sua contribuição acadêmica, gostaria de expressar minha profunda admiração e respeito por esses renomados professores, aos quais sou um fã incondicional. Seu compromisso com a excelência acadêmica e sua dedicação ao ensino inspiram não apenas minha jornada acadêmica, mas também minha trajetória profissional futura. Sou imensamente grato pela oportunidade de ter sido avaliado por tão distinguidos especialistas, cuja expertise e liderança moldaram e enriqueceram minha formação acadêmica.

Agradeço aos meus colegas de pesquisa e amigos de turma, por sua colaboração, discussões estimulantes e apoio mútuo ao longo desta jornada.

Por fim, dedico um agradecimento sincero à minha família pelo amor incondicional, pelo encorajamento constante e pelo apoio incansável. O apoio emocional de vocês foi um alicerce fundamental para minha perseverança durante os desafios enfrentados.

À minha esposa, Lunna Angelo Pereira Cotta, expresso minha profunda gratidão por seu apoio inabalável durante todo o período do mestrado. Enquanto me dedicava ao trabalho de pesquisa, você não apenas foi minha parceira, mas também cuidou amorosamente de nosso querido filho, Benício, que nasceu durante esse período. Reconheço e valorizo imensamente sua compreensão e apoio, mesmo nos momentos em que precisei me ausentar para me dedicar aos estudos. Amo vocês.

Este trabalho não teria sido possível sem o apoio, orientação e incentivo de todos os mencionados acima, e por isso sou profundamente grato.

Resumo da Dissertação apresentada ao IEAPM como parte dos requisitos necessários
para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

**ESTUDO NUMÉRICO DO IMPACTO DAS CONDIÇÕES OCEANOGRÁFICAS NA
PROPAGAÇÃO ACÚSTICA SUBMARINA: UM ESTUDO DE CASO COM DADOS
ACÚSTICOS *IN SITU* NA REGIÃO DE CABO FRIO**

Marco André Desbrousses Cotta

Março/2024

Orientadores: Marcia Helena Moreira Valente

Marcos Henrique Maruch Tonelli

Programa: Acústica Submarina

O estudo investiga como as variáveis oceanográficas influenciam nas perdas no sinal acústico e qual é o seu impacto na propagação do som em ambientes marinhos. A comparação entre os dados coletados *in situ* e os resultados dos modelos de traçado de raios acústicos tem o propósito de estimar a acurácia da modelagem acústica na reprodução das complexas condições reais do meio marinho. O principal objetivo é aprofundar a compreensão da propagação do som no oceano, integrando dados acústicos *in situ* e informações oceanográficas. Foram utilizados dados coletados durante a comissão oceanográfica Ressurgência III (temperatura da água do mar, salinidade e densidade), juntamente com dados acústicos gerados por experimentos utilizando sinais de banda larga que permitiram calcular as perdas na transmissão. Adicionalmente, foram realizadas simulações numéricas utilizando o modelo TRACEO que utiliza o método de traçado de raios.

Foram realizadas duas simulações acústicas, utilizando dois diferentes conjuntos de dados iniciais como parâmetros de entrada no modelo acústico: i) dados hidrográficos coletados *in situ* em condições de ressurgência usando condição de perfil de velocidade independente da distância / dependente da distância e fundo de areia e ii) dados hidrográficos coletados *in situ* em condições de ressurgência usando condição de perfil de velocidade independente da distância / dependente da distância e fundo seguindo mapa faciológico da região. A análise das

simulações foi baseada nas perdas na transmissão (*Transmission Loss* - TL), permitindo avaliar como diferentes condições oceanográficas influenciam na perda da transmissão. Os resultados das simulações foram comparados com dados gerados por experimentos acústicos com o objetivo de avaliar a influência das condições oceanográficas e geológicas na perda do sinal acústico.

Como resultado da pesquisa, quantificou-se o erro das simulações em dB, validadas com os resultados do experimento acústico, e enfatiza-se a importância da integração de sistemas de previsão oceanográfica-acústica em conjunto com indicadores de probabilidade de detecção.

Abstract of the Dissertation submitted to IEAPM as part of the requirements necessary for the attainment of the Master of Science degree (M.Sc.)

RESPONSE OF THE RAY MODEL VARIABILITY THROUGH THE USE OF
METEOROLOGICAL AND OCEANOGRAPHIC DATA: A CASE STUDY WITH IN SITU
ACOUSTIC DATA IN THE CABO FRIO REGION

Marco André Desbrosses Cotta

March/2024

Advisors: Marcia Helena Moreira Valente

Marcos Henrique Maruch Tonelli

Department: Underwater Acoustics

The study investigates how oceanographic variables influence acoustic signal losses and their impact on sound propagation in marine environments. Comparing data collected in situ with results from acoustic ray tracing models aims to estimate the accuracy of acoustic modeling in replicating the complex real conditions of the marine environment. The main objective is to deepen the understanding of sound propagation in the ocean by integrating in situ acoustic data and oceanographic information. Data collected during the Ressurgência III oceanographic expedition (sea water temperature, salinity, and density) were used, along with acoustic data generated by experiments using broadband signals to calculate transmission losses. Additionally, numerical simulations were conducted using the TRACEO model, which employs ray tracing methods.

Two acoustic simulations were conducted using two different sets of initial data as input parameters in the acoustic model: i) in situ hydrographic data collected under upwelling conditions using distance-independent/distance-dependent velocity profile conditions and sandy bottom, and ii) in situ hydrographic data collected under upwelling conditions using distance-independent/distance-dependent velocity profile conditions and bottom following the

geological map of the region. The analysis of simulations was based on transmission losses (TL), allowing the evaluation of how different oceanographic conditions influence transmission loss. Simulation results were compared with data generated by acoustic experiments to assess the influence of oceanographic and geological conditions on acoustic signal loss.

As a result of the research, the error of simulations in dB was quantified, validated with the results of the acoustic experiment, emphasizing the importance of integrating oceanographic-acoustic prediction systems with detection probability indicators.

Sumário

Lista de Ilustrações	xii
Lista de Tabelas	xvi
Lista de Símbolos	xvii
Lista de Abreviaturas	xix
1 Introdução	1
1.1 Motivação	2
1.2 Exposição do Problema	4
1.3 Problema Acústico Abordado	4
1.4 Estrutura	6
1.5 Objetivo Geral	7
1.6 Objetivos Específicos	7
2 Ressurgência Costeira	9
2.1 Ressurgência em Cabo Frio	9
3 Propagação Acústica de Sinais Submarinos	12
3.1 Propagação do Som no Mar	13
3.3 Velocidade do Som	16
3.4 A Superfície e o Fundo do Mar	17
3.5 Relações Acústicas	22
4 A Comissão Ressurgência III	28
4.1 Dados do CTD	29
4.2 Experimento Acústico	31
5 Metodologia	37
5.1 Processamento dos Sinais Acústicos	37
5.2 Modelo de Raios	45
5.2.2 Equação Eikonal	48
5.2.3 Feixes Gaussianos e Equações Dinâmicas de Raios	49
5.2.4 Perda na Transmissão Coerente	50
5.2.5 Modelo TRACEO	52
5.3 Probabilidade de Detecção Sonar	53
6 Resultados e Discussões	56

6.1 Resultados Gráficos de Simulações no TRACEO	70
Conclusão.....	87
Referências Bibliográficas.....	89

Lista de Ilustrações

Figura 1: Campo de temperatura (°C) da superfície, simulado com o Sistema de Modelo Oceânico Regional (ROMS) para a área de Cabo Frio, com presença de ressurgência. Fonte: Carrière et al. (2010).....	10
Figura 2: Distribuição das massas d'água na da plataforma continental de Cabo Frio, no inverno e verão. Fonte: Figura modificada do desenho esquemático de Matsuura (1996).....	11
Figura 3: Esquema gráfico que representa os vários tipos de caminhos de propagação sonora no oceano. Fonte: Adaptada de Jensen et al. (2011).....	14
Figura 4: Perfil de velocidade genérico. Fonte: Perfil de velocidade genérico modificado de Jensen et al. (2011).....	15
Figura 5: Velocidade sonora efetiva para água com bolhas de ar suspensas, em função da fração de volume. Fonte: Elaborado implementando a formulação existente em Jensen et al. (2011).....	22
Figura 6: Espalhamento geométrica esférico e cilíndrico respectivamente. Fonte: Jensen (2011).....	24
Figura 7: Geometria do efeito Lloyd's mirror. Fonte: Jensen (2011).....	25
Figura 8: Solução de interferência superficial de campo próximo (Lloyd's mirror) para fonte pontual em um ambiente homogêneo e frequência de 1 kHz. Fonte: Elaborado implementando a formulação existente em Jensen et al. (2011).....	26
Figura 9: Solução de interferência superficial de campo próximo (Lloyd's mirror) para fonte pontual em um ambiente homogêneo e frequência de 5 kHz. Fonte: Elaborado implementando a formulação existente em Jensen et al. (2011).....	27
Figura 10: Solução de interferência superficial de campo próximo (Lloyd's mirror) para fonte pontual em um ambiente homogêneo e frequência de 10 kHz. Fonte: Elaborado implementando a formulação existente em Jensen et al. (2011).....	27
Figura 11: Dados coletados pela comissão Ressurgência III. Diagrama de Temperatura-Salinidade (TS), Temperatura, Salinidade, Oxigênio Dissolvido e Clorofila. Fonte: Relatório da Comissão - IEAPM	28
Figura 12: Localização dos pontos de coleta de dados oceanográficos. Fonte: Departamento de Oceanografia - IEAPM.....	29
Figura 13: Gráficos de Temperatura pela Profundidade e Salinidade pela Profundidade de todas as estações oceanográficas da comissão. Fonte: Departamento de Oceanografia - IEAPM	30
Figura 14: Perfis de velocidade do som da seção.....	30
Figura 15: SSP médio.....	31
Figura 16: Gráfico de variação vertical do perfil de velocidade do som da raia.....	31
Figura 17: Espectrograma do CHIRP sintéticos de 0.25s e 1k Hz.....	32
Figura 18: Espectrograma do CHIRP sintéticos de 0.5s e 1k Hz.....	32
Figura 19: Espectrograma do sinal recebido pelo hidrofones para 1kHz.....	33
Figura 20: Arranjo do experimento acústico.....	33
Figura 21: Arranjo de hidrofones e a poita.....	34
Figura 22: Modelo do hidrofone - Marsensing digitalHyd SR-1.....	34
Figura 23: Poita & arranjo de hidrofones.....	35
Figura 24: Esquema de posicionamento da fonte.....	35
Figura 25: Modelo da fonte - Lubell Labs LL916C/H.....	36
Figura 26: Figura com sinal emitido.	38

Figura 27: Figura com sinal recebido.....	39
Figura 28: Autocorrelação do sinal recebido no hidrofone.....	40
Figura 29: Correlação cruzada do sinal recebido com o sinal com atraso.	41
Figura 30: Resultado da aplicação da correlação cruzada de um dos sinais de 1kHz recebido do experimento.....	42
Figura 31: Raios e Frentes de Onda. Fonte: Jensen et al. (2011).....	46
Figura 32: Um raio refratando por meio de múltiplas camadas. Fonte: Jensen et al. (2011).....	47
Figura 33: Teoria de raios coerente (a) e Teoria de Raios Incoerente (b). Fonte: Jensen et al. (2011). 52	
Figura 34: Resumo da Metodologia utilizada no estudo	55
Figura 35: Mapa sedimentológico de diâmetro médio. Fonte: Figura modificada de Artusi (2004)....	59
Figura 36 : Distribuição da superfície sedimentar. Fonte: Mapa modificado de Figueiredo & Tessler (2004).....	59
Figura 37 : Mapa faciológico adaptado. Fonte: DHN e Petrobras	60
Figura 38: RMSE - 3 milhas - SSP RI - CHIRP 0,25s.....	64
Figura 39: RMSE - 3 milhas - SSP RD - CHIRP 0,25s.	64
Figura 40: RMSE - 6 milhas - SSP RI - CHIRP 0,25s.....	64
Figura 41: RMSE - 6 milhas - SSP RD - CHIRP 0,25s.	65
Figura 42: RMSE - 3 milhas - SSP RI - CHIRP 0,5s.....	65
Figura 43: RMSE - 3 milhas - SSP RD - CHIRP 0,5s.	65
Figura 44: RMSE - 6 milhas - SSP RI - CHIRP 0,5s.....	66
Figura 45: RMSE - 6 milhas - SSP RD - CHIRP 0,5s.	66
Figura 46: RMSE - 3 milhas - SSP RI - CHIRP 0,25s.....	67
Figura 47: RMSE - 3 milhas - SSP RD - CHIRP 0,25s.	68
Figura 48: RMSE - 6 milhas - SSP RI - CHIRP 0,25s.....	68
Figura 49: RMSE - 6 milhas - SSP RD - CHIRP 0,25s.	69
Figura 50: RMSE - 3 milhas - SSP RI - CHIRP 0,5s.....	69
Figura 51: RMSE - 3 milhas - SSP RD - CHIRP 0,5s.	69
Figura 52: RMSE - 6 milhas - SSP RI - CHIRP 0,5s.....	70
Figura 53: RMSE - 6 milhas - SSP RD - CHIRP 0,5s.	70
Figura 54 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RI, frequência 1kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	71
Figura 55 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RI, frequência 1kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	71
Figura 56 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RD, frequência 1kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	72
Figura 57 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RD, frequência 1kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	72
Figura 58 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RI, frequência 1kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	73
Figura 59 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RI, frequência 1kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	73
Figura 60 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RD, frequência 1kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.Figura 61 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RD, frequência 1kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	73

Figura 62 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RI, frequência 5kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	74
Figura 63 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RI, frequência 5kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	75
Figura 64 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RD, frequência 5kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	75
Figura 65 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RD, frequência 5kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	76
Figura 66 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RI, frequência 5kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.Figura 67 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RI, frequência 5kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.Figura 68 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RD, frequência 5kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	76
Figura 69 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RD, frequência 5kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	77
Figura 70 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RI, frequência 10kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	77
Figura 71 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RI, frequência 10kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	77
Figura 72 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RD, frequência 10kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones	78
Figura 73 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RD, frequência 10kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones	78
Figura 74 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RI, frequência 10kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	78
Figura 75 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RI, frequência 10kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	79
Figura 76 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RD, frequência 10kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	79
Figura 77 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RD, frequência 10kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	79
Figura 78 : Resultado para fundo de areia e SSP ISO 1500 m/s e fonte a 3 milhas, com frequência de 1 kHz.....	80
Figura 79 : Resultado para fundo de areia e SSP ISO 1500 m/s e fonte a 6 milhas, com frequência de 1 kHz.....	80
Figura 80 : Resultado para fundo seguindo mapa faciológico e SSP ISO 1500 m/s e fonte a 3 milhas, com frequência de 1 kHz.....	81
Figura 81 : Resultado para fundo seguindo mapa faciológico e SSP ISO 1500 m/s e fonte a 6 milhas, com frequência de 1 kHz.....	81
Figura 82 : Os resultados obtidos são mapas de probabilidade de detecção sonar com o mapa faciológico e SSP RD, frequência 1 kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	82
Figura 83 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o mapa faciológico e SSP RD, frequência 1 kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	82
Figura 84 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o mapa faciológico e SSP RD, frequência 5 kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	82

Figura 85 : Mapa de probabilidade de detecção com o mapa faciológico e SSP RD, frequência 5 kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	83
Figura 86 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o mapa faciológico e SSP RD, frequência 10 kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	83
Figura 87 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o mapa faciológico e SSP RD, frequência 10 kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	83
Figura 88 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o fundo seguindo mapa faciológico e SSP ISO 1500 m/s, frequência 1 kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	84
Figura 89 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o fundo seguindo mapa faciológico e SSP ISO 1500 m/s, frequência 1 kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	85
Figura 90 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o fundo seguindo mapa faciológico e SSP ISO 1500 m/s, frequência 5 kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	85
Figura 91 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o fundo seguindo mapa faciológico e SSP ISO 1500 m/s, frequência 5 kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	85
Figura 92 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o fundo seguindo mapa faciológico e SSP ISO 1500 m/s, frequência 10 kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	86
Figura 93 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o fundo seguindo mapa faciológico e SSP ISO 1500 m/s, frequência 10 kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.....	86

Lista de Tabelas

Tabela 1: Faixas de parâmetros do algoritmo de velocidade do som.....	17
Tabela 2: Propriedades geoacústicas de ambientes de plataforma continental e talude.....	19
Tabela 3: Resultado do hidrofone a 10 m de profundidade e CHIRP de 0,25s.....	56
Tabela 4: Resultado do hidrofone a 10 m de profundidade e CHIRP de 0,5s.	57
Tabela 5: Resultado do hidrofone a 25 m de profundidade e CHIRP de 0,25s.	57
Tabela 6: Resultado do hidrofone a 25 m de profundidade e CHIRP de 0,5s.	58
Tabela 7: Resultados para simulações realizadas refinando os dados imputados para o hidrofone a 10 m de profundidade.....	61
Tabela 8: Resultados para simulações realizadas refinando os dados imputados para o hidrofone a 25 m de profundidade.....	61
Tabela 9: RMSE para o hidrofone de 10 m de profundidade.....	62
Tabela 10: Diferença entre SSP RI / SSP RD e Fundo de Areia e Mapa Faciológico, hidrofone a 10 m.	63
Tabela 11: Diferença entre SSP RI / SSP RD e Fundo de Areia e Mapa Faciológico, hidrofone a 25 m.	63
Tabela 12: RMSE para o hidrofone de 25 m de profundidade.....	67

Lista de Símbolos

T	temperatura, p. 17
S	salinidade, p. 17
D	profundidade, p. 17
c_p	velocidade compressional da onda acústica, p. 19
c_s	velocidade de cisalhamento da onda acústica, p. 19
α_p	atenuação compressional da onda acústica, p. 19
α_s	atenuação de cisalhamento da onda acústica, p. 19
c_w	velocidade de propagação do som na água, p. 19
ρ_w	densidade de água, p. 19
V	velocidade do vento em nós, p. 20
$H_{1/3}$	altura significativa das ondas (altura média em metro, de um terço das ondas mais altas), p. 20
v	velocidade eficaz de partícula, p. 22
ρ	densidade média do meio, p. 22
c	velocidade de propagação do som no meio, p. 22
Z	impedância acústica, p. 23
I	intensidade de pressão acústica, p. 24
$y(t)$	sinal recebido no domínio do tempo, p. 36
r_c	sinal escalonado, p. 37
$s(t)$	sinal sintético no domínio do tempo, p. 37
$n_y(t)$	ruído no domínio do tempo, p. 37
R_{ss}	autocorrelação do sinal emitido, p. 38
$R_{n_y n_y}$	autocorrelação do ruido, p. 38

- ω frequênci, p. 41
- $S(\omega)$ sinal no domínio da frequênci, p. 41
- $s(t)$ sinal no domínio do tempo, p. 41
- P_D probabilidade de detecçao, p. 50
- z_s profundidade da fonte, p. 51
- z_r profundidade do receptor, p. 51
- r distância entre fonte e receptor, p 51

Lista de Abreviaturas

TL	<i>Transmission Loss</i> - Perda na Transmissão, p. vi
ACAS	Água Central do Atlântico Sul, p. 4
RD	<i>Range dependent</i> - Dependente da Distância, p. 6
RI	<i>Range independent</i> - Independente da Distância, p. 6
SSP	<i>Sound Speed Profile</i> - Perfil de Velocidade do Som, p. 6
DEk	Dinâmica de Ekman, p. 10
ENE	nordeste, p. 10
SOFAR	<i>Sound Fixing and Ranging Channel</i> - Canal de Sonoro Profundo, p. 14
IEAPM	Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira, p. 28
NPqHo	Navio de Pesquisa Hidroceanográfico, p. 28
CTD	<i>Conductivity, Temperature e Depth</i> - Condutividade elétrica, Temperatura e Profundidade, p. 29
LFM	<i>Linear Frequency Modulation</i> - Modular de Frequência Linear, p. 31
CHIRP	<i>Compressed High-Intensity Radar Pulse</i> , p. 31
DEP	Densidade Espectral de Potência, p. 42
FFT	<i>Fast Fourier Transform</i> - Transformada Rápida de Fourier, p. 43
SPL	<i>Sound Pressure Level</i> - Nível de Pressão Sonora, p. 44
SL	<i>Source Level</i> - Intensidade Sonora da Fonte, p. 53
NL	<i>Noise Level</i> - Ruído Ambiente, p. 53
TS	<i>Target Strength</i> - Poder de Reflexão do Alvo, p. 53
DI	<i>Directivity Index</i> - Índice de Diretividade, p. 53
DT	<i>Detection Threshold</i> - Limiar de Detecção, p. 53
SE	<i>Signal Excess</i> - Excesso de Sinal, p. 53
PD	Probabilidade de Detecção, p. 53
FM	Figura de Mérito, p. 54
RMSE	<i>Root Mean Squared Error</i> - Erro Quadrático Médio, p. 59
ISO	Isovelocidade, p. 80

Capítulo 1

1 Introdução

A modelagem acústica baseada em raios, utilizando dados oceanográficos *in situ* é uma ferramenta computacional de grande valor para a investigação e previsão da propagação acústica no ambiente marinho. Quando esses modelos são alimentados com dados oceanográficos e meteorológicos que refletem as condições reais do meio, eles oferecem uma representação confiável da propagação acústica.

Em ambientes costeiros, diversos parâmetros oceanográficos e geológicos podem causar reflexão, refração e difração horizontal do som. A abordagem comumente empregada para abordar desafios relacionados à acústica subaquática em ambientes costeiros complexos é a aplicação de modelos numéricos (Oliveira et al., 2021). Devido à sua natureza aproximada, a teoria de traçado de raios tendem a apresentar um desempenho superior em altas frequências, quando comparado com modos normais por exemplo (Jensen *et al.*, 2011).

Flutuações naturais do oceano, como ondas de superfície, ondas internas e bolhas, introduzem heterogeneidades que podem prejudicar o sensoriamento acústico e a comunicação submarina, resultando em atenuação, dispersão e incoerência do sinal transmitido. Essas peculiaridades afetam faixas operacionais, janelas de tempo e bandas de frequência. A perda de coerência temporal acústica reduz a janela de tempo para o processamento coerente, limitando as faixas de detecção e comunicação. Embora escalas de tempo acústicas mais curtas ($\tau = 0,08$ s) possam ser vantajosas para reduzir a variância do sinal, é crucial prever com precisão essas variações temporais para determinar a resolução possível dos parâmetros oceânicos a serem detectados. Para aplicações em torno de 1 kHz ou menos, espera-se que o estado do mar mencionado tenha um impacto insignificante a uma distância de cerca de 10 quilômetros, uma vez que a perda de coerência acústica é inferior a 20%. Em frequências mais elevadas, de 10 kHz ou acima, tanto os efeitos da correlação das alturas das ondas superficiais quanto a dispersão Doppler causada pelo movimento horizontal das ondas de superfície reduzem a coerência acústica em 20-30% e determinam a escala de tempo de coerência cruzada de 0.8, $\tau = 0.1\text{--}0.8$ segundos a uma distância de 1 quilômetro (Cho & Makris, 2020).

A região costeira pode exibir uma grande variabilidade de temperatura e salinidade em diversas escalas espaciais e temporais, influenciando no desempenho do sonar. Incertezas surgem na estimativa dos campos oceânicos e acústicos devido a medições imperfeitas, modelos não perfeitos e variabilidades ambientais não claramente conhecidas (Robinson et al., 2002). Outras pesquisas têm se dedicado à oceanografia acústica, especificamente no contexto militar, há um interesse significativo em compreender o impacto da variabilidade ambiental nas previsões acústicas e no desempenho do sonar.

A integração dos sistemas de modelagem oceânica com assimilação de dados com os sistemas de modelagem de propagação acústica representa um avanço significativo na compreensão e previsão das propriedades oceânicas e do desempenho acústico em ambientes litorâneos (Lam et al., 2009).

Obter um entendimento abrangente e exato do ambiente oceânico em termos de espaço e tempo é uma empreitada desafiadora, o que torna complexa a avaliação do desempenho do sonar. Em lugar disso, é comum utilizar previsões de desempenho com base em modelos acústicos idealizados. Embora esses modelos demonstrem uma eficácia notável, frequentemente carecem de informações realistas (Abbot & Dyer, 2002).

Durante as operações navais, é comum a necessidade de calcular estimativas de desempenho do sonar no local, mesmo com informações ambientais limitadas. Isso demanda a utilização de modelos de previsão acústica de propagação de rápida resposta. As operações navais frequentemente ocorrem em ambientes desconhecidos e em constante mudança, o que torna a incerteza no desempenho do sonar complexa, dificultando a previsão (Colin et al., 2013).

O estado da arte atual foca na quantificação, previsão e exploração das incertezas ambientais. A integração de novas técnicas de monitoramento e a necessidade da assimilação de dados para a modelagem ambiental, bem como sua aplicação operacional, implica uma complexa cadeia de transferência de incertezas, incluindo fatores humanos. (Rixen et al., 2012).

1.1 Motivação

No campo da exploração acústica oceânica, uma diversidade de fenômenos acústicos decorre das características oceanográficas, tanto na coluna d'água quanto no leito marinho. Embora uma gama de estudos tenha se dedicado a desvenda-los, a maioria ainda aborda cada

processo de maneira isolada, frequentemente em cenários ambientais idealizados, como em Oliveira et al. (2021), mas as novas abordagens concretizam-se por meio de modelos acústicos que reconhecem a oceanografia acústica como uma ciência genuinamente interdisciplinar.

Ao longo das últimas décadas, tem-se testemunhado uma transição nos requisitos das missões navais, movendo-se de operações em mar aberto para cenários litorâneos (Liali, 2007). Tal mudança tem apresentado desafios consideráveis para os especialistas em sonar, uma vez que os sistemas originalmente concebidos para ambientes de águas profundas frequentemente enfrentam dificuldades ao operar em regiões costeiras (Richter, 2021). O mesmo fenômeno é observado nas tecnologias de modelagem e simulação, que foram reformuladas para dar suporte a uma nova geração de sistemas navais mais versáteis, capazes de operar eficientemente em áreas litorâneas, mantendo, ao mesmo tempo, a capacidade de atuação em águas profundas.

Essa mudança de paradigma também reflete nas direções de pesquisa da comunidade científica de apoio, à medida que as prioridades são ajustadas. Em geometrias de águas rasas, as interações com as bordas (condições de contorno) ganham importância, resultando em uma diminuição da energia acústica devido à dispersão. Além disso, a detecção e a localização de objetos submersos tornam-se mais complexas devido à propagação de múltiplos caminhos. A presença de níveis mais elevados de ruídos interferentes em regiões costeiras, combinada com uma maior reverberação na fronteira, dificulta a identificação de sinais de interesse.

Pesquisas anteriormente citadas, como Lam et al. (2009), Abbot et al. (2002), Colin et al. (2013) e Rixen et al. (2012); tem destacado a intrínseca relação entre as imprecisões nas previsões acústicas e as limitações nas modelagens oceanográficas, bem como na qualidade dos dados batimétricos e geoacústicos. Dentro deste contexto, a presente investigação almeja avaliar a eficácia da integração de dados oceanográficos em um modelo de propagação acústica, com vistas a aprimorar as previsões acústicas. O enfoque recai sobre a dinâmica de uma região costeira complexa, com destaque para a região de Cabo Frio - RJ (23°S), dadas suas características hidrodinâmicas singulares e a ocorrência do fenômeno da ressurgência costeira.

Ao considerar a importância crítica da acústica submarina nas operações navais modernas e na salvaguarda da Amazônia Azul, a análise do ambiente em Cabo Frio enriquece a compreensão da propagação do som em condições desafiadoras. A presença da ressurgência costeira, com suas características dinâmicas, introduz uma variabilidade nos padrões acústicos.

1.2 Exposição do Problema

O avanço tecnológico dos dispositivos que fazem uso do som no ambiente marinho demanda análises precisas do desempenho e alcance dos equipamentos sonar. Nesse contexto, a necessidade de integrar informações meteorológicas, geológicas e oceanográficas aos métodos de previsão numérica do som no mar.

Em águas rasas, em geral, a ordem de importância dos fatores determinantes para a propagação é definida pelas características específicas desse ambiente.

- Batimetria: a variação da profundidade do fundo do oceano tem um impacto significativo na propagação do som, podendo afetar a reflexão, a refração e a difração das ondas acústicas (Rodrigues et al. 2011).
- Perfil de Velocidade do Som: o perfil de velocidade do som é importante em águas rasas, especialmente se houver variações significativas na temperatura e na salinidade, pois essas variações afetam a trajetória das ondas acústicas (Urick, 1979 e 1983).
- Propriedades do Fundo: as propriedades do fundo, como a composição e a rugosidade influenciam na reflexão e refração dos sinais acústicos nos sedimentos (Kuperman & Lynch, 2004).

A região de Cabo Frio é caracterizada pelo fenômeno da ressurgência, que resulta da configuração da costa e da persistência dos ventos nordeste. Esses ventos, ao atuar por vários dias consecutivos, promovem o afastamento das águas costeiras em direção ao oceano por meio da dinâmica de Ekman. Esse mecanismo propicia a ascensão da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), que emerge junto à região costeira com temperaturas abaixo de 18°C (Calado, 2006).

Estudos na região sugerem haver um impacto substancial da frente térmica gerada pela ressurgência costeira no campo de pressão acústica e destacam uma notável perda de sinal acústico à medida que o som se propaga através das frentes associadas à ressurgência (Calado et al., 2011).

1.3 Problema Acústico Abordado

O problema acústico geral está relacionado com: geração do som, propagação do som e recepção do som.

No âmbito deste estudo, serão analisados dados provenientes da expedição Ressurgência III, conduzida em setembro de 2021, com o suporte do Navio de Pesquisa Hidroceanográfico (NpqHo) Vital de Oliveira. A bordo, participaram pesquisadores do Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM), engajados em diversas atividades experimentais, incluindo um experimento acústico que envolve a emissão e recepção de sinais. Uma exposição mais detalhada sobre a referida expedição será apresentada no Capítulo 4, no qual se realizará uma análise específica desse conjunto de dados. Pode-se abordar as análises do experimento da seguinte forma:

Quanto ao critério geométrico, tem-se o enquadramento de que se está trabalhando com águas rasas, segundo vários autores. Pode-se começar citando Tolstoy & Clay (1966), onde a diferenciação fundamental entre a propagação sonora em águas rasas e em águas profundas está intrinsecamente ligada à escala do fenômeno em questão.

Pode-se citar também uma definição hipsométrica, por Etter (2013), onde o autor demonstra que grande parte dos continentes exibe plataformas continentais delimitadas pela isobatimétrica de 200 metros, e complementa definindo que águas rasas estarão presentes sempre que a propagação acústica for marcada por inúmeras interações com o fundo marinho e a superfície da água.

Kuperman & Lynch (2004), também apresentaram definições semelhantes quanto a esse critério específico, relatam que em águas rasas, a relação típica entre a profundidade e o comprimento de onda acústica (H/λ) situa-se geralmente entre 10 e 100. Uma das características distintivas da propagação em águas rasas é a confinação da energia acústica em um guia de ondas limitado, sendo delimitado superiormente pela superfície livre do oceano e inferiormente pelo leito marinho, resultando em múltiplas reflexões do feixe sonoro.

Então pode-se observar que os autores fazem referência a uma importante observação, que a propagação em águas rasas está limitada por um guia de ondas limitado e por múltiplas interações entre a superfície e o fundo.

Quanto ao critério da frequência, Jensen et al. (2011) e Valente (2018), fazem referência em frequências maiores a 1kHz, para propagação sonora no mar como sendo de alta frequência. Esse critério está relacionado com a atenuação do som. Segundo exemplo numérico da referência, uma frequência de 100 Hz tem uma redução de dez vezes na intensidade do som em uma distância de aproximadamente 2200 km, a atenuação aumenta com o aumento da

frequência, a mesma perda ocorre para 1kHz em 145 km e para 10kHz em 9 km. Então, altas frequências têm maior atenuação e por consequência menor alcance, por outro lado baixas frequências tem menor atenuação e por consequência maior alcance, entretanto são frequências mais difíceis de serem produzidas através de fontes artificiais.

Katsnelson & Petnikov (1997) também trataram desse tema de forma mais direta em águas rasas. Os autores salientam que o aumento considerável da atenuação sonora com a frequência, torna o uso de altas frequências absolutamente sem perspectiva para a sondagem acústica de águas rasas a grandes distâncias, apesar de ser possível o aumento da potência de emissão com a frequência. Os pesquisadores reforçam também com exemplos numéricos, que é possível obter um alcance de propagação sonora de 235 km em uma frequência de 300 Hz, onde exigiu-se um nível de emissão de 209 dB e afirmam que se trata de um problema de engenharia complexo. Para efeito de comparação, o experimento realizado na comissão Ressurgência III fez uso de uma emissão de aproximadamente 170 dB, com frequência de 1kHz, 5kHz e 10kHz, a uma distância máxima de aproximadamente 11 km.

Quanto ao critério segundo, o comportamento das propriedades ambientais ao longo da distância forma feitas simulações para avaliar a diferença entre os dois tipos de modelagem, o caso de perfil de velocidade do som (do inglês, *Sound Speed Profile* - SSP) independente da distância (do inglês, Range Independent - RI) e dependente da distância (do inglês, *Range Dependent* - RD) calculado por Mackenzie a partir de dados *in situ*. As propriedades do fundo seguiram também dois tipos de modelagem, um com fundo de areia e outro seguindo o mapa faciológico da região, de acordo com as seguintes referências: Artusi (2004), Figueiredo & Tessler (2004) e mapa da Petrobras e DHN, que serão apresentados e explicados mais à frente.

1.4 Estrutura

A dissertação é composta por sete capítulos, organizados para proporcionar uma abordagem abrangente da pesquisa realizada.

No primeiro capítulo, é apresentada uma introdução que abrange os conceitos essenciais e os fatores relevantes para a problemática de pesquisa proposta, detalha de maneira explícita os objetivos desta pesquisa, delineando as metas a serem alcançadas.

O segundo capítulo aborda como ocorre a dinâmica da ressurgência e seu processo físico.

No terceiro capítulo, intitulado "Propagação Acústica de Sinais Submarinos", realiza-se uma revisão bibliográfica abrangente que explora os principais conceitos e teorias relacionados aos temas de estudo desta dissertação. Este capítulo serve como um ponto de referência crucial para a compreensão mais aprofundada dos fundamentos teóricos subjacentes.

O quarto capítulo, "A Comissão Ressurgência III", oferece uma descrição detalhada de todos os métodos e ferramentas empregados na condução da coleta de dados oceanográficos e o experimento acústico. Nesta seção, os leitores encontrarão informações fundamentais sobre a abordagem metodológica adotada.

No capítulo cinco, "Metodologia", apresenta-se como foi feito o processamento dos sinais do experimento acústico e o modelo de raios, que é usado nas simulações do TRACEO.

No capítulo seis, apresenta-se a análise dos resultados obtidos, realizando uma avaliação crítica das simulações numéricas e estabelecendo comparações com dados reais. Este capítulo destaca as descobertas significativas resultantes do estudo.

No capítulo sete, conclui-se o trabalho consolidando as principais contribuições identificadas e delineando possíveis direções para pesquisas futuras. Esta seção atua como uma síntese conclusiva, resumindo os postos-chave e proporcionando uma visão abrangente das implicações do estudo.

1.5 Objetivo Geral

O presente trabalho tem como objetivo analisar experimentalmente o processo de propagação acústica na costa de Cabo Frio, a fim de determinar as perdas na propagação do som e os efeitos acústicos provocados por este efeito oceanográfico.

Ainda como escopo principal, busca-se avaliar como as variáveis oceanográficas, podem influenciar a propagação acústica no meio marinho.

1.6 Objetivos Específicos

- Calcular a propagação do som considerando o cenário realístico da ressurgência, com foco na análise da TL e na probabilidade de detecção acústica.
- Comparar os dados gerados pelo experimento acústico com o modelo baseado em dados hidrográficos *in situ*, com o objetivo de avaliar a modelagem acústica.
- Quantificar a perda do sinal acústico causada pela presença da frente térmica associada à ressurgência costeira.
- Estimar o alcance do sinal acústico irradiado nas proximidades da região de Cabo Frio.

Capítulo 2

2 Ressurgência Costeira

A ressurgência costeira pode ser definida pela dinâmica do movimento ascendente de uma massa d'água da plataforma continental e zonas costeiras (Garvine, 1971). A ressurgência em oceano aberto, muito maior em escala, está ligado a movimentos verticais, formada por ondas de tensão impulsionadas pelo vento. Fato que a intensidade do movimento de ressurgência costeira é quase sempre muito maior que o fenômeno em oceano aberto (Smith, 1968).

A formação da ressurgência costeira é essencialmente um processo físico influenciado pela configuração geométrica da costa e pelo padrão atmosférico dos ventos. A ressurgência ocorre devido à interação entre um sistema de circulação oceânica impulsionado pelos ventos e os efeitos de rotação da Terra, utilizando os princípios da dinâmica de Ekman (Dritschel et al., 2020).

2.1 Ressurgência em Cabo Frio

A costa brasileira em Cabo Frio apresenta um sistema costeiro-oceânico singular, onde a mudança na orientação da costa e a topografia da quebra da plataforma continental reforçam a interação entre os sistemas oceânico e costeiro, sendo a ressurgência a característica costeira mais relevante nessa região (figura 1; Carrière et al., 2010).

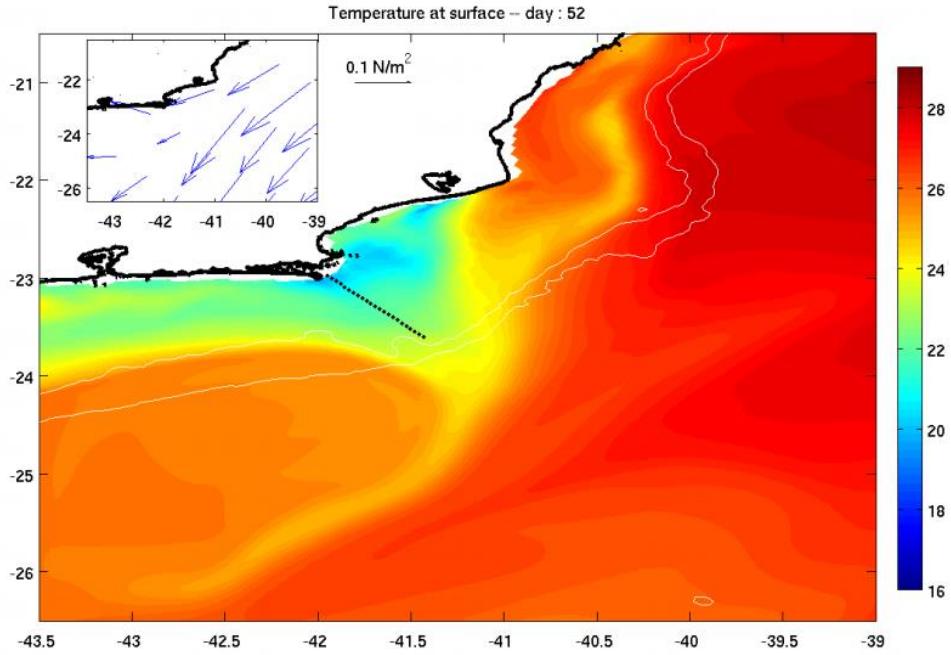


Figura 1: Campo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) da superfície, simulado com o Sistema de Modelo Oceânico Regional (ROMS) para a área de Cabo Frio, com presença de ressurgência. Fonte: Carrière et al. (2010).

A ressurgência costeira é predominantemente causada pela interação entre a direção e intensidade do vento e a orientação da linha costeira. Devido à rotação da Terra, as correntes geradas pelo vento se orientam perpendicularmente à sua direção, sendo desviadas 90 graus à esquerda no hemisfério sul, fenômeno conhecido como Dinâmica de Ekman (DEk). Na região costeira do Rio de Janeiro, mais precisamente entre a restinga da Marambaia e Arraial do Cabo, onde a costa é predominantemente leste-oeste, os ventos predominantes de nordeste (ENE) geram um eficiente transporte das águas costeiras superficiais em direção ao oceano aberto. Esse movimento desencadeia um transporte de retorno pelo fundo para compensar o volume de água perdido próximo à costa. As águas mais frias provenientes do fundo afloram na costa sem tempo para aquecimento (figura 2). A ressurgência é mais propensa a ocorrer durante a primavera e o verão, períodos nos quais os ventos ENE sopram com maior frequência e intensidade. Isso contribui para um fenômeno térmico marcante, destacando a diferença de temperatura entre a região costeira e as águas mais profundas em superfície (Batsita et al., 2020).

Nessa região, existem gradientes horizontais acentuados que viram em direção ao mar e sugerem um grande meandro na Corrente do Brasil, que então flui de volta para o norte para a plataforma continental perto do Cabo Frio e daí para sul ao longo da costa (Signorini, 1978).

As irregularidades do litoral, que se estende desde o Cabo de São Tomé ao Rio de Janeiro, com foco de interesse em Cabo Frio, mostrou-se importante na localização dos núcleos de ressurgência, além disso a topografia do fundo mostrou ser responsável pela localização da célula de ressurgência (Rodrigues & Lorenzetti, 2001).

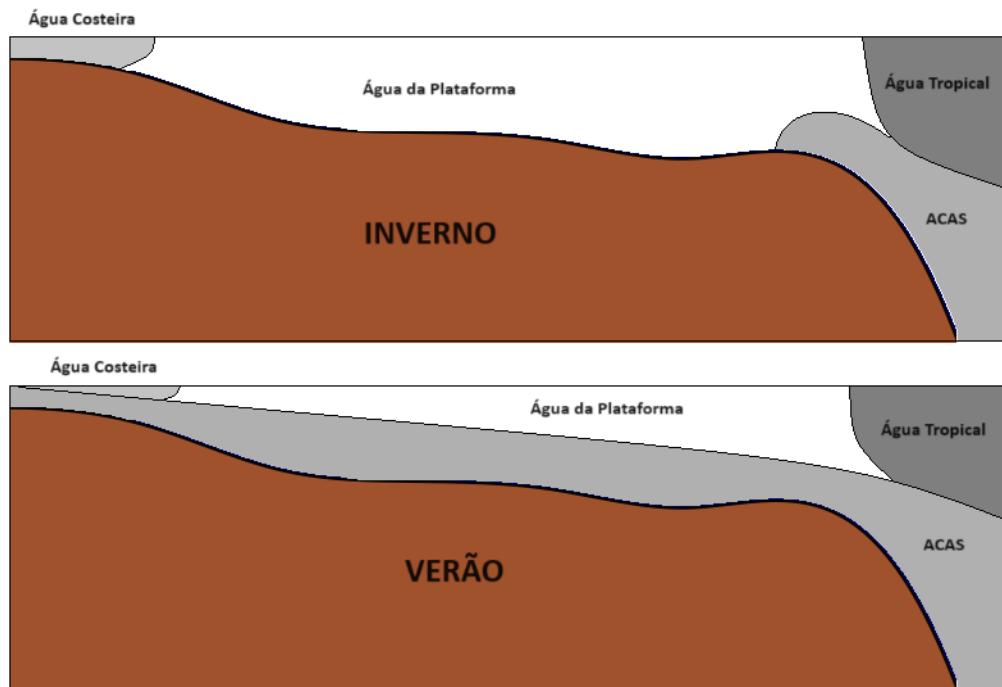


Figura 2: Distribuição das massas d'água na da plataforma continental de Cabo Frio, no inverno e verão. Fonte: Figura modificada do desenho esquemático de Matsuura (1996).

Um estudo de Calado et al. (2010) mostrou que é possível a ocorrência de ressurgência próxima a região de Cabo Frio, mas especificamente nas vizinhanças do Cabo de São Tomé, induzida por vórtices de fundo. Fenômeno esse que pode intensificar a ressurgência costeira devido aos efeitos de vento e topografia. O mesmo estudo mostrou também que esses vórtices podem induzir a ocorrência de ressurgência na ausência de ventos.

Capítulo 3

3 Propagação Acústica de Sinais Submarinos

A evolução da teoria acústica seguiu uma trajetória histórica distinta da óptica e da teoria eletromagnética. Enquanto a óptica travava uma longa disputa entre a teoria de raios e a de ondas, a acústica teve seus primórdios associados a conceitos de ondas e vibrações já na Grécia Antiga. Por exemplo, na música, o som resulta do movimento do ar gerado por um instrumento musical vibrante. Esse som se propaga de maneira análoga às ondas na superfície da água, transmitindo sinais, mas sem transportar matéria por longas distâncias. A curvatura do som ao redor de obstáculos pode ser compreendida facilmente no contexto da difração, usando a analogia das ondas na superfície da água (Pierce, 1989).

Na acústica, a representação por raios surgiu como uma aproximação matemática à teoria de ondas. Na acústica subaquática, onde o meio é heterogêneo e limitado por interfaces complexas, a teoria de raios historicamente se mostrou uma ferramenta indispensável para compreender e estudar a propagação do som. Contudo, com o surgimento de computadores e os avanços recentes na física numérica, a propagação do som no oceano pode agora ser estudada e descrita quantitativamente com uma teoria de ondas mais precisa. Essa tendência é particularmente crucial para a investigação da extração de sinais em campos interferentes complexos, nos quais uma compreensão quantitativa da amplitude, fase e momentos de ordens superiores de todos os campos relevantes se faz necessária (Jensen et al, 2011).

A exploração da acústica subaquática implica na criação e aplicação de tecnologias acústicas para visualizar recursos subaquáticos, transmitir informações através de ondas oceânicas ou mensurar propriedades do oceano. Em sua essência mais básica, a modelagem representa uma abordagem para estruturar o conhecimento adquirido por meio de observações ou deduções dos princípios subjacentes. Por sua vez, a simulação é um método para executar um modelo ao longo do tempo (Etter, 2013).

Historicamente, os especialistas em tecnologia sonar deram início ao aprimoramento de sistemas subaquáticos por meio da modelagem acústica. Esse avanço visava a otimização dos

processos de concepção e avaliação de sistemas sonar, com foco predominante no suporte às operações navais. Adicionalmente, esses modelos foram empregados na capacitação de operadores de sonar, na análise dos requisitos da frota, na previsão do desempenho dos sistemas sonar e no desenvolvimento de estratégias inovadoras. Apesar das restrições de segurança associadas a aplicações militares, um extenso corpo de pesquisa relevante foi documentado na literatura aberta. Grande parte dessa literatura se dedicou ao desenvolvimento e aprimoramento de códigos numéricos destinados à modelagem do oceano como um meio acústico. Essa situação propiciou o surgimento de uma nova subdisciplina reconhecida como acústica oceânica computacional. Avanços significativos nesse campo foram registrados por Merklinger, Lau, Jensen, Michael Porter, Kuperman, Etter e Orlando Rodriguez.

Atualmente, os modelos acústicos subaquáticos são regularmente empregados para antecipar as condições acústicas, permitindo o planejamento de experimentos no ambiente marinho, a concepção de sistemas de sonar otimizados e a previsão do desempenho do sonar em cenários oceânicos. A modelagem emergiu como a principal ferramenta pela qual pesquisadores e analistas conseguem simular as capacidades do sonar em condições laboratoriais. Essa abordagem proporciona um meio eficaz para investigar, de maneira paramétrica, o desempenho de conceitos de sonar hipotéticos em ambientes com diversas condições ambientais, além de estimar como os sonares existentes se comportam em diferentes regiões oceânicas e épocas do ano.

3.1 Propagação do Som no Mar

O som constitui uma perturbação mecânica que se desloca através de um fluido. Em geral, essa perturbação em propagação é caracterizada como uma pressão acústica incremental, cuja magnitude é significativamente menor que a pressão ambiente. Contudo, ocasionalmente, o som é descrito em relação à densidade incremental, temperatura, o deslocamento do material a partir do equilíbrio ou à velocidade transitória das partículas imposta ao meio (Medwin & Clay, 1998).

Kapolka (2019) define que som é composto por ondas mecânicas longitudinais que se propagam em um material. Uma perturbação originada pela fonte exerce pressão sobre o material, resultando no deslocamento das partículas da substância de suas posições de equilíbrio. À medida que essas partículas se movem, geram compressões na matéria adjacente, aumentando sua densidade. Esse aumento de densidade, por sua vez, exerce pressão sobre o

material vizinho, dando continuidade ao processo. Assim, forma-se uma onda compressiva que se propaga a partir da perturbação inicial. Devido à inércia, as partículas permanecem em seu movimento harmônico, reduzindo a velocidade à medida que a pressão mais baixa atrás delas (rarefação) as puxa de volta, semelhante ao movimento de uma mola que oscila para frente e para trás em torno de sua posição de equilíbrio.

Jensen et al. (2011) esclarecem, através de um esquema gráfico, os diversos tipos de propagação no oceano decorrentes da geometria do guia de ondas e dos perfis de velocidade do som e representados por linhas tracejadas na figura abaixo. Esses caminhos acústicos podem ser compreendidos através da aplicação da lei de Snell, expressa pela equação que relaciona o ângulo do raio em relação à horizontal com a velocidade do som local. A implicação dessa lei é clara: o som se curva localmente em direção a áreas de menor velocidade sonora, permanecendo aprisionado em regiões de baixa velocidade, como pode-se observar na figura 3.

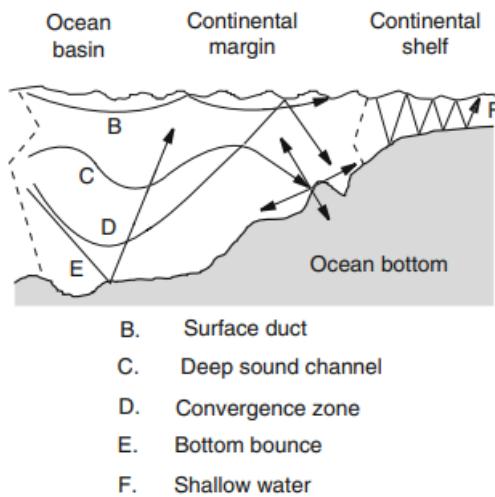


Figura 3: Esquema gráfico que representa os vários tipos de caminhos de propagação sonora no oceano. Fonte: Adaptada de Jensen et al. (2011).

Os caminhos sonoros mais simples de explicar são os associados aos mínimos locais de velocidade do som: B e C. Os percursos B correspondem à propagação na camada superficial, onde a velocidade mínima do som ocorre na superfície do oceano. Por outro lado, o trajeto C, originado de uma fonte mais profunda em um ângulo horizontal raso, se propaga no canal de som profundo (SOFAR - *Sound Fixing and Ranging Channel*), cujo eixo é determinado pela

velocidade mínima do som mencionada (Northrup et al, 1974). Em latitudes médias, o som no canal profundo pode percorrer longas distâncias sem interações significativas com limites com perdas, observando-se propagação de baixa frequência em distâncias de milhares de quilômetros.

O trajeto D, com ângulos ligeiramente mais íngremes que o caminho C, representa a propagação na zona de convergência, um fenômeno periódico de refração espacial que gera zonas de alta intensidade perto da superfície devido à refração ascendente do perfil profundo da velocidade do som.

Analizando o perfil de velocidade de som apresentado na figura 4, é possível identificar uma profundidade na camada isotérmica profunda onde a velocidade do som iguala-se à superfície. Essa profundidade, denominada profundidade crítica, representa o limite inferior do canal de som profundo. Receptores localizados abaixo dessa profundidade apenas captam som de fontes rasas e distantes através de trajetos que interagem com a superfície. Uma profundidade crítica positiva indica que o ambiente suporta propagação de longa distância sem interação inferior, enquanto uma profundidade crítica negativa sugere que o fundo do mar constitui o limite inferior do canal de som profundo (Jensen et al., 2011).

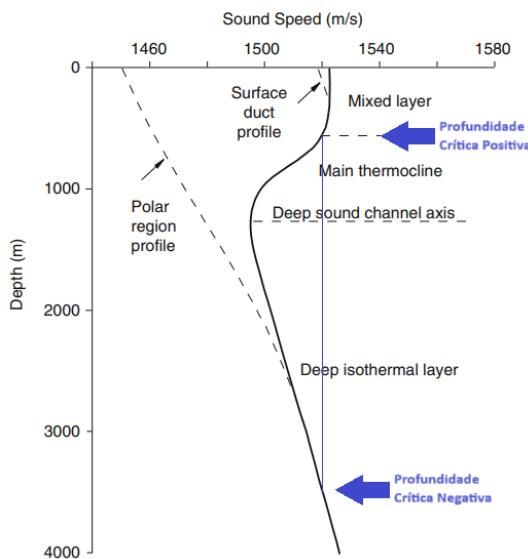


Figura 4: Perfil de velocidade genérico. Fonte: Perfil de velocidade genérico modificado de Jensen et al. (2011).

O caminho inferior, representado pela letra E, também é um fenômeno periódico, mas com um ciclo mais curto e uma distância de propagação total menor, devido a perdas quando o som é refletido no fundo do oceano.

Finalmente chegamos ao caminho de letra F, que representa a propagação em uma região de águas rasas, como uma plataforma continental, o foco do estudo. Nesse cenário, o som é canalizado em um guia de ondas delimitado pela superfície do oceano e pelo fundo do oceano. Ambientes com profundidade crítica negativa exibem características semelhantes às de águas rasas.

3.3 Velocidade do Som

Desde a década de 1960, esforços consideráveis foram direcionados para expressar a velocidade do som na água do mar de maneira mais viável, utilizando parâmetros oceanográficos geralmente observados. Empiricamente sabemos que a velocidade do som está relacionada à temperatura da água, salinidade e pressão. Além disso, é conhecido que a velocidade do som na água do mar aumenta conforme qualquer um desses três parâmetros é incrementado (Etter, 2013).

Várias relações empíricas foram desenvolvidas para calcular a velocidade do som com base nos valores de temperatura da água, salinidade e pressão. Dentre as fórmulas comumente utilizadas, destacam-se aquelas propostas por Wilson (1960), Leroy (1969), Frye & Pugh (1971), Del Grosso and Mander (1972), Del Grosso (1974), Medwin (1975), Chen e Millero (1977), Lovett (1978), Coppens (1981), Mackenzie (1981), Leroy et al. (2008, 2009). Cada equação possui suas próprias faixas de temperatura, salinidade e pressão, sendo coletivamente denominadas "domínios de aplicabilidade". Importante notar que cálculos fora dos domínios especificados podem resultar em imprecisões.

Com apenas nove termos a equação proposta por Mackenzie (1981); é simples (apenas 9 termos) e satisfatória (erro baixo, cerca de 0,07 m/s) para uma ampla gama de condições, e estando dentro dos parâmetros de temperatura (entre 10 e 25 °C), salinidade (entre 34 e 37,5 UPS) e profundidade (até 150 m) para a região estudada, como pode-se observar na tabela 1. Sendo dessa forma a relação escolhida para essa pesquisa. Um ponto a ser observado é que Mackenzie (1981) não seria adequado para outras regiões da costa brasileira onde a faixa de salinidade é menor que 25 UPS, próximo à foz de grandes rios.

Tabela 1: Faixas de parâmetros do algoritmo de velocidade do som.

Reference	Temperature Range (°C)	Salinity Range (ups)	Pressure or Depth Range ^{a,b}	Standard Error (m s ⁻¹)	Number of Terms (Comments)
Mackenzie (1981)	-2–30	25–40	0 to 8000 m	0.07	9 terms

Fonte: Tabela simplificada de Etter (2013).

Equação de Mackenzie (1981):

$$\begin{aligned}
 c = & 1448.96 + 4.591 T - 5.304 \cdot 10^{-2} T^2 + 2.374 \cdot 10^{-4} T^3 \\
 & + 1.340 (S - 35) + 1.630 \cdot 10^{-2} D + 1.675 \cdot 10^{-7} D^2 \\
 & - 1.025 \cdot 10^{-2} T(S - 35) - 7.139 \cdot 10^{-13} TD^3 \quad (3.1)
 \end{aligned}$$

sendo:

$T \rightarrow$ temperatura em °C ;

$S \rightarrow$ salinidade em unidades práticas de salinidade ; e

$D \rightarrow$ profundidade em metros.

Pode-se observar na equação que o termo que mais influencia a velocidade do som é a temperatura, seguida em segundo pela profundidade e por último pela salinidade.

3.4 A Superfície e o Fundo do Mar

Segundo Jensen *et al.* (2011), quando a pressão acústica interage com o fundo do mar, a estrutura do leito oceânico torna-se fator crucial para determinar como ocorrerá essa interação. Os sedimentos no fundo do oceano são frequentemente tratados como fluidos, o que significa que eles podem suportar apenas um tipo de onda sonora, especificamente uma onda compressiva. Essa abordagem é muitas vezes uma boa aproximação, considerando que a rigidez, e consequentemente a velocidade de cisalhamento dos sedimentos geralmente é consideravelmente menor do que a de um material sólido, como uma rocha. No caso em que se

trata do leito do oceano ou quando não há sedimentos sobrepostos à base, o meio deve ser modelado como elástico, suportando tanto ondas compressivas quanto de cisalhamento. Na realidade, esses meios são viscoelásticos, o que significa que também apresentam perdas.

O fundo do mar começa na interface água-sedimento. Nas bacias oceânicas, a velocidade do som dos sedimentos na interface varia de alguns por cento menos que a velocidade do som na água logo acima da interface até um pouco maior. Frequentemente, as propriedades dos sedimentos próximos à interface são estimadas a partir de medições laboratoriais em amostras. Há muito tempo, dispositivos *in situ* existem para medir a velocidade do som, adicionados aos sondadores de águas profundas, o que permitiu que se tivesse uma grande quantidade de dados de perfis de velocidade dos sedimentos próximos à interface (Hampton, 1963 e 1974).

Espera-se que a velocidade do som nos sedimentos aumente com a profundidade do soterramento abaixo do fundo do mar. O peso dos sedimentos sobrejacentes comprime os sedimentos e expulsa a água. À medida que a porosidade diminui, a velocidade do som aumenta. A temperatura aumenta com a profundidade do sedimento. O gradiente de temperatura é causado pelo fluxo de calor do manto, através do fundo do mar e para a água. Como a velocidade do som nos sedimentos porosos é quase proporcional à velocidade do som na água, o aumento da velocidade do som na água devido ao aumento da temperatura causa um aumento correspondente na velocidade do som nos sedimentos do subfundo. Amostras do fundo do mar, desde o topo até as camadas basálticas, foram coletadas em todo o mundo pelo Glomar Challenger. Os resultados das sondagens estão em uma série de volumes, Relatórios Iniciais do Projeto de Perfuração em Mar Profundo (Government Printing Office, Washington, D.C., 1970-1976).

Hamilton (1974) apresenta um modelo geoacústico como uma representação do leito do mar real, com foco nas medições, extrapolações e previsões das propriedades materiais essenciais para a modelagem da transmissão sonora. Em geral, um modelo geoacústico descreve as espessuras e propriedades reais das camadas de sedimentos e rochas no fundo do mar até uma profundidade denominada profundidade efetiva de penetração acústica. Assim, em altas frequências, os detalhes da composição do fundo são necessários apenas nos primeiros metros ou dezenas de metros de sedimentos, enquanto em frequências muito baixas (<10 Hz), as informações devem abranger toda a coluna de sedimentos e as propriedades das rochas subjacentes.

As informações essenciais para um modelo geoacústico completo devem englobar propriedades do material dependentes da profundidade, como a velocidade compressional da onda acústica (c_p), a velocidade de cisalhamento da onda acústica (c_s), a atenuação compressional da onda acústica (α_p), a atenuação de cisalhamento da onda acústica (α_s) e a densidade. Além disso, é necessário ter informações sobre a variação geográfica de todos esses parâmetros. Evidente que a construção de um modelo geoacústico detalhado para uma área oceânica específica é uma tarefa de grandes proporções, e a quantidade de informações aproximadas incluídas é o principal fator limitante na precisão da modelagem da transmissão sonora com interação no leito oceânico (Medwin & Clay, 1977).

A tabela 2 apresenta um exemplo de valores dos parâmetros geoacústicos para diversos tipos de fundo (Jensen *et al.*, 2011):

Tabela 2: Propriedades geoacústicas de ambientes de plataforma continental e talude.

TIPO DE FUNDO	p (%)	ρ_b/ρ_w	c_p/c_w	c_p (m/s)	c_s (m/s)	α_p (dB/ λ_p)	α_s (dB/ λ_s)
argila	70	1.5	1.00	1500	<100	0.2	1.0
silte	55	1.7	1.05	1575	$c_s^{(1)}$	1.0	1.5
areia	45	1.9	1.1	1650	$c_s^{(2)}$	0.8	2.5
cascalho	35	2.0	1.2	1800	$c_s^{(3)}$	0.6	1.5
moreia	25	2.1	1.3	1950	600	0.4	1.0
calário poroso	–	2.2	1.6	2400	1000	0.2	0.5
calcário	–	2.4	2.0	3000	1500	0.1	0.2
basalto	–	2.7	3.5	5250	2500	0.1	0.2

$$c_s^{(1)} = 80\tilde{z}^{0.3} \quad c_w = 1500 \text{ m/s}, \quad \rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$$

$$c_s^{(2)} = 110\tilde{z}^{0.3}$$

$$c_s^{(3)} = 180\tilde{z}^{0.3}$$

Fonte: Adaptado de Jensen *et al.* (2011).

A superfície do oceano desempenha simultaneamente o papel de refletor e dispersor de som. Se a superfície do mar fosse completamente lisa, funcionaria como um refletor de som quase perfeito devido à incompatibilidade na impedância acústica na interface entre o ar e a água. Contudo, à medida que a superfície do mar se torna rugosa, como ocorre sob a influência do vento, as perdas por reflexão não permanecem próximas de zero (Etter, 2013).

A rugosidade da superfície do mar é comumente expressa em termos da altura das ondas. Entretanto, em registros meteorológicos, os observadores frequentemente registram a

velocidade do vento em vez da altura das ondas para descrever as condições do mar (Bowditch, 1977). Existem várias relações estatísticas que permitem associar quantitativamente esses dois parâmetros (Earle and Bishop, 1984). Essas relações ainda são altamente precisas em relação à altura acima do nível do mar em que a velocidade do vento é medida e ao tipo de altura estatística da onda que está sendo considerada. Além disso, são considerados a duração do vento e o *fetch* (ou seja, “pista”, a distância sobre as águas abertas ao longo da qual o vento atua na mesma direção).

Com base no espectro Pierson-Moskowitz (Moskowitz, 1964; Pierson, 1964, 1991; Pierson & Moskowitz, 1964) é possível calcular a altura significativa de uma onda completamente desenvolvida a partir da velocidade do vento observada:

$$H_{1/3} = 0.566 \cdot 10^{-2} V^2 \quad (3.2)$$

sendo:

$V \rightarrow$ velocidade do vento em nós, com aferição a uma altura de 19,5m ; e

$H_{1/3} \rightarrow$ altura média em metros, de um terço das ondas mais altas.

Essas equações a seguir estão relacionadas com $H_{1/3}$ (Earle e Bishop, 1984):

$$H_{rms} = 0.704 H_{1/3} \quad (3.3)$$

A altura média da onda (H_{avg}) pode ser relacionada à altura rms da onda (H_{rms}):

$$H_{avg} = \frac{\sqrt{\pi}}{2} H_{rms} = 0.886 H_{rms} \quad (3.4)$$

Outro impacto decorrente das ondas é a formação de bolhas de ar, geradas pelo rompimento das ondas e transportadas de forma turbulenta através de vórtices para baixo da superfície livre. As bolhas de ar livres no oceano tendem a ser bastante pequenas, já que bolhas maiores tendem a ascender rapidamente à superfície, por conta do empuxo maior decorrente do volume imerso. Apesar de comporem uma pequena porcentagem volumétrica do mar, as bolhas têm um efeito significativo no som subaquático devido à notável diferença de densidade e compressibilidade entre o ar e a água do mar, juntamente com as características ressonantes das bolhas (Leighton, 1994).

Urick (1983) descreveu o processo físico quando uma onda sonora atinge uma bolha. Quando a compressão e rarefação da onda sonora incidente ocorre, a resposta da bolha à excitação da onda sonora incidente depende da frequência da onda sonora e do tamanho da bolha. A uma certa frequência, ocorre uma resposta ressonante quando as propriedades inerciais do sistema: a massa da bolha mais uma porção da água circundante, se adaptam à compressibilidade do sistema. Na ressonância, desenvolve-se uma oscilação máxima do tamanho da bolha e uma quantidade máxima de energia é extraída da onda sonora incidente. Uma parte desta energia é espalhada em todas as direções pela bolha pulsante, e resumiu esses impactos, que englobam ressonância e alterações na velocidade efetiva do som. Norton et al. (1998) desenvolveram um método numérico para parametrizar aglomerados de bolhas em termos de um índice complexo de refração eficaz, visando aplicação em modelos de propagação direta de alta fidelidade.

Além das perdas por reflexão, há outros efeitos acústicos relacionados às interações com a superfície do mar. Uma superfície oceânica em movimento cria modulações de frequência e efeitos de alteração em sinais de frequência constante. Reflexões na superfície do mar geram flutuações abruptas e rápidas na amplitude ou intensidade. Adicionalmente, os efeitos do *Lloyd's mirror* resultam em padrões de construção e destruição entre sinais diretos e refletidos na superfície ocasionando mudança de fase, e esse efeito diminui quando a superfície do mar está agitada pelo vento (Jensen, 2011).

Pode-se entender melhor o efeito das bolhas em suspensão através da figura 5, que correlaciona a velocidade do som na água com a fração de volume:

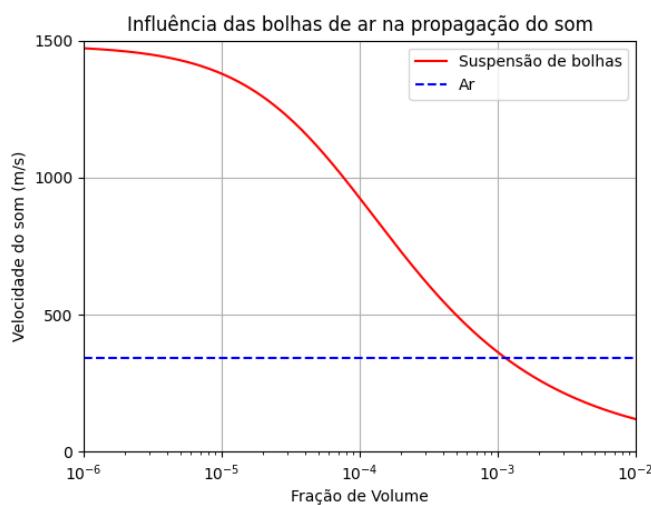


Figura 5: Velocidade sonora efetiva para água com bolhas de ar suspensas, em função da fração de volume. Fonte: Elaborado implementando a formulação existente em Jensen et al. (2011).

3.5 Relações Acústicas

3.5.1 Intensidade Acústica

A intensidade é definida como a taxa média de fluxo de energia através de uma área unitária que é perpendicular à direção de propagação. É importante ressaltar que a taxa de energia é equivalente à potência. Dessa forma, a intensidade pode ser expressa como:

$$I = \rho_0 v_{rms}^2 c \quad (3.5)$$

sendo:

$v \rightarrow$ velocidade eficaz de partícula ;

$\rho \rightarrow$ densidade média do meio ; e

$c \rightarrow$ velocidade do som no meio .

Relevante notar que a intensidade está associada à direção da propagação das ondas, indicando que a intensidade possui uma orientação específica. Portanto, a magnitude da intensidade de uma onda plana em uma posição específica pode ser representada como:

$$I = \frac{P V}{2} = p_{rms} v_{rms} = \rho_0 v_{rms}^2 c = \frac{p_{rms}^2}{\rho_0 c} \quad (3.6)$$

Essa formulação destaca que a intensidade é uma quantidade vetorial, influenciada pela orientação das ondas. Em resumo, a intensidade não apenas representa a taxa de fluxo de energia, mas também considera a direção de propagação das ondas (Jensen et al., 2011).

3.5.2 Decibel

A unidade decibel (dB) desempenha um papel central na acústica subaquática, representando uma relação logarítmica na base 10 entre intensidades, não considerando as pressões. A relação entre duas intensidades, pode ser expressa em decibéis como:

$$10 \log \frac{I_1}{I_2} \text{ dB} \quad (3.7)$$

Para expressar intensidades absolutas, é comum utilizar uma intensidade de referência, e a intensidade de referência amplamente aceita na acústica submarina é aquela de uma onda plana com uma pressão eficaz (*rms*) de 10^{-6} Pa (N/m^2) ou $1 \mu\text{Pa}$.

Assumindo $1\mu\text{Pa}$ como o nível de pressão sonora de referência, uma onda sonora com uma intensidade, por exemplo, um milhão de vezes maior do que a de uma onda plana com pressão *rms* de $1\mu\text{Pa}$ terá um nível de $10 \log(10^6) \text{ dB re } 1\mu\text{Pa}$. As razões de pressão (*p*) são expressas em dB em relação a $1\mu\text{Pa}$ através de $20 \log \frac{p_1}{p_2}$, com a compreensão de que a referência provém da intensidade de uma onda plana com pressão igual a $1\mu\text{Pa}$. A intensidade média *I* de uma onda plana com pressão *rms* *p* em um meio com densidade ρ e velocidade do som *c* é $I = \frac{p^2}{Z}$, onde $Z = \rho c$, é conhecido como impedância acústica. Na água do mar, ρc é aproximadamente $1,5 \cdot 10^6 \text{ kg/(m}^2\text{s)}$, de modo que uma onda plana com pressão *rms* de $1\mu\text{Pa}$ tem uma intensidade de $0,67 \cdot 10^{-18} \text{ W/m}^2$, equivalente a $0 \text{ dB re } 1\mu\text{Pa}$ (Jensen, 2011).

3.5.3 Perdas na Transmissão

Um sinal sonoro ao se propagar pelo oceano sofre distorções devido aos efeitos de múltiplos percursos, além de experimentar enfraquecimento devido a diversos mecanismos de perda. Na acústica subaquática, a medida convencional para avaliar a variação na intensidade do sinal com a distância é a perda de transmissão. Essa perda é definida como a razão em decibéis entre a intensidade acústica $I(r, z)$ em um ponto específico e a intensidade I_0 a uma distância de 1 metro da fonte sonora (Jensen, 2011).

$$TL = -10 \log \frac{I(r, z)}{I_0} \quad (3.8)$$

$$TL = -20 \log \frac{|p(r, z)|}{|p_0|} \quad (\text{dB re } 1\text{m}) \quad (3.9)$$

A perda de transmissão pode ser dividida em duas componentes principais: perda de espalhamento e perda devido à atenuação. A perda de espalhamento representa o enfraquecimento do sinal à medida que se afasta da fonte. Na acústica subaquática, duas geometrias importantes são consideradas: esférica e cilíndrica (Figura 6).

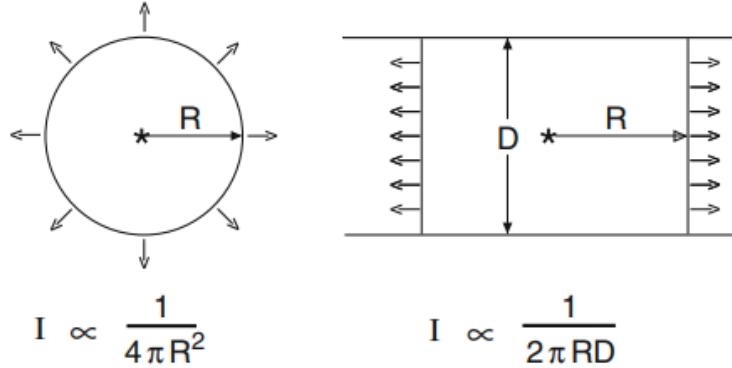


Figura 6: Espalhamento geométrica esférica e cilíndrica respectivamente. Fonte: Jensen (2011).

Analizando-se o caso de uma fonte pontual em um meio homogêneo ilimitado, a potência irradiada pela fonte se distribui uniformemente pela superfície de uma esfera que a circunda a fonte. Se presumirmos que o meio não possui perdas, a intensidade é inversamente proporcional à superfície da esfera:

$$I \propto \frac{1}{4\pi R^2} \quad (3.10)$$

Então a perda de espalhamento esférico é então dada por:

$$TL = 20 \log r \quad dB \text{ re } 1m \quad (3.11)$$

Com raciocínio análogo ao anterior pode-se presumir que a intensidade é inversamente proporcional à superfície do cilindro:

$$I \propto \frac{1}{2\pi RD} \quad (3.12)$$

Então a perda de espalhamento cilíndrico é então dada por:

$$TL = 10 \log r \quad dB \text{ re } 1m \quad (3.13)$$

Quando a superfície é relativamente lisa, os raios refletidos da superfície e os raios diretos do caminho somam-se em uma distância para formar padrões de interferência

construtivos e destrutivos. Isso é chamado de *Lloyd's mirror* (Figura 7), ou interferência de espelho (Casey, 2009).

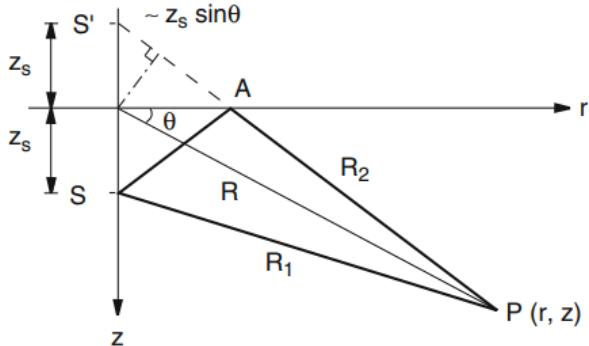


Figura 7: Geometria do efeito Lloyd's mirror. Fonte: Jensen (2011).

O caminho R1 é o caminho direto e R2 é o caminho refletido na superfície e sendo posição da fonte a uma profundidade z_s , abaixo da superfície. O campo total em $P(r, z)$ pode ser escrito simplesmente como a soma de duas fontes pontuais:

$$p(r, z) = \frac{e^{ikR_1}}{R_1} - \frac{e^{ikR_2}}{R_2} , \text{ sendo } k = 2\pi/\lambda \quad (3.14)$$

$$R_1 = \sqrt{r^2 + (z - z_s)^2} , \quad R_2 = \sqrt{r^2 + (z + z_s)^2} \quad (3.15)$$

$$\text{Sendo: } \sin \theta = \frac{z_r}{R} , \text{ então tem-se que:} \quad (3.16)$$

$$|p| = \frac{2}{\sqrt{r^2 + z_r^2}} \left| \sin \frac{k z_s z_r}{\sqrt{r^2 + z_r^2}} \right| \quad (3.17)$$

$$\text{Para: } r \gg z_r, \sin \theta \cong \theta, \text{ então tem-se que:} \quad (3.18)$$

$$|p| \cong \frac{2 k z_s z_r}{r^2} \quad (3.19)$$

Uma amplitude de pressão de decaimento proporcional a r^{-2} é equivalente a uma perda de transmissão de:

$$TL = 40 \log r \quad (3.20)$$

Apresentando outro exemplo gráfico da aplicação do efeito, foi considerado com base um exemplo gráfico de Jensen (2011), adaptado para as frequências da fonte utilizada na comissão Ressurgência III, que será apresentada em detalhes no capítulo 4. Utilizou-se pulsos nas frequências de 1 kHz, 5 kHz e 10 kHz, com a fonte posicionada a 10 m abaixo superfície do mar em uma coluna de água homogênea de extensão infinita e com perfil com isovelocidade de 1500 m/s. Foram gerados os seguintes gráficos de perda de transmissão por alcance, apresentados nas figuras 8 a 10:

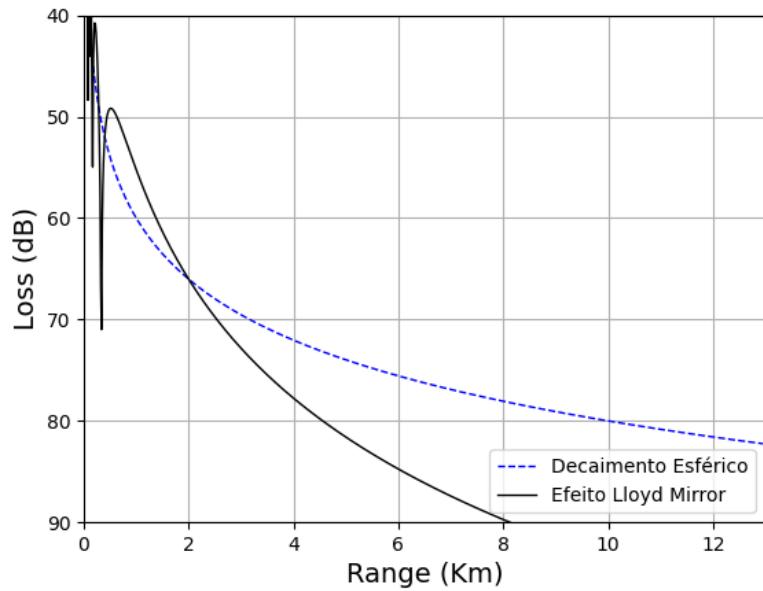


Figura 8: Solução de interferência superficial de campo próximo (Lloyd's mirror) para fonte pontual em um ambiente homogêneo e frequência de 1 kHz. Fonte: Elaborado implementando a formulação existente em Jensen et al. (2011).

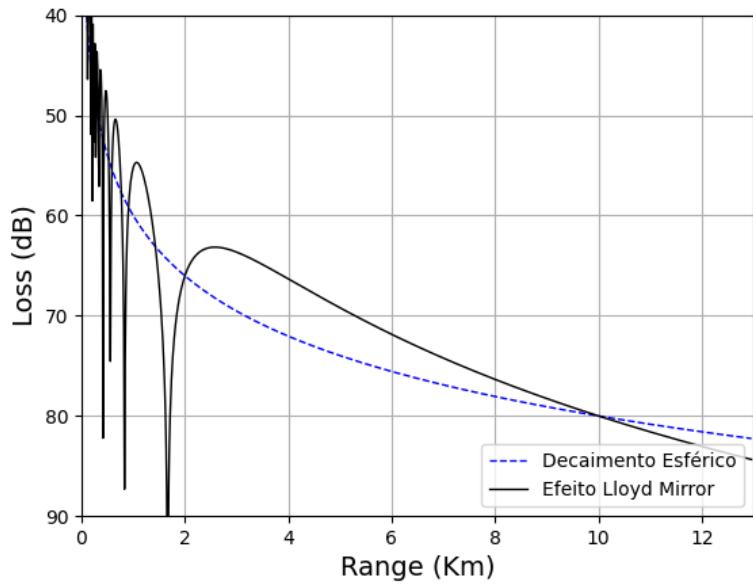


Figura 9: Solução de interferência superficial de campo próximo (Lloyd's mirror) para fonte pontual em um ambiente homogêneo e frequência de 5 kHz. Fonte: Elaborado implementando a formulação existente em Jensen et al. (2011).

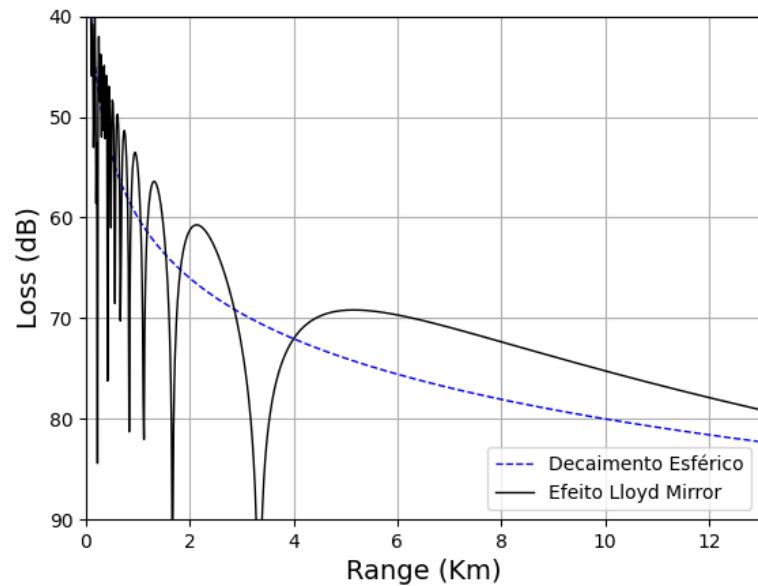


Figura 10: Solução de interferência superficial de campo próximo (Lloyd's mirror) para fonte pontual em um ambiente homogêneo e frequência de 10 kHz. Fonte: Elaborado implementando a formulação existente em Jensen et al. (2011).

Capítulo 4

4 A Comissão Ressurgência III

A comissão Ressurgência III foi realizada entre 8 a 15 de setembro de 2021, teve como apoio o Navio de Pesquisa Hidroceanográfico (NpqHo) Vital de Oliveira. Foi realizado o lançamento de um arranjo de hidrofones em um ponto de fundeio próximo a costa, que captava o som transmitido por fonte sonora lançada pelo navio a 10 m de profundidade. Complementarmente, o navio realizou 19 estações oceanográficas utilizando o conjunto CTD – Rossete, para coletar perfis de dados de temperatura, salinidade e clorofila, em 4 seções próximas a Arraial do Cabo (Figura 11).

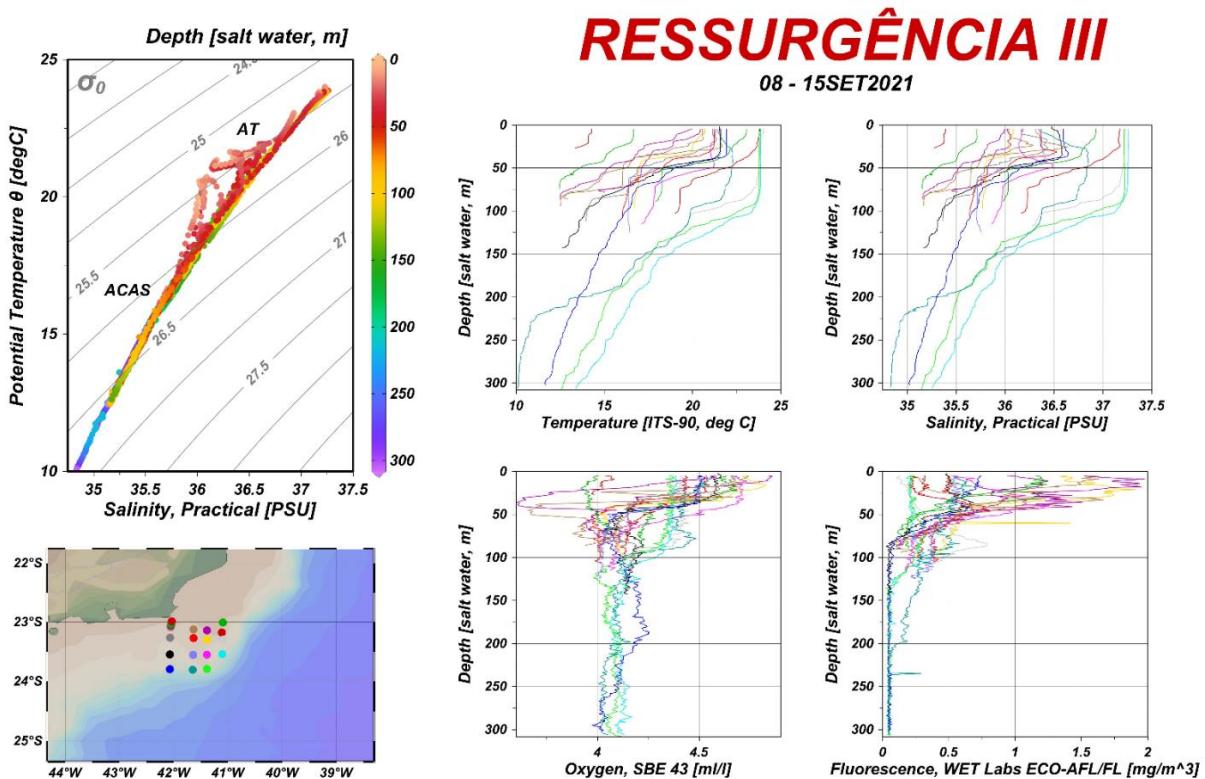


Figura 11: Dados coletados pela comissão Ressurgência III. Diagrama de Temperatura-Salinidade (TS), Temperatura, Salinidade, Oxigênio Dissolvido e Clorofila. Fonte: Relatório da Comissão - IEAPM.

Utilizando um ecobatímetro, foi adquirido a batimetria da seção onde foi realizado o experimento (Figura 12; os pontos circulados em escuro representam a seção onde foi realizado o experimento acústico).

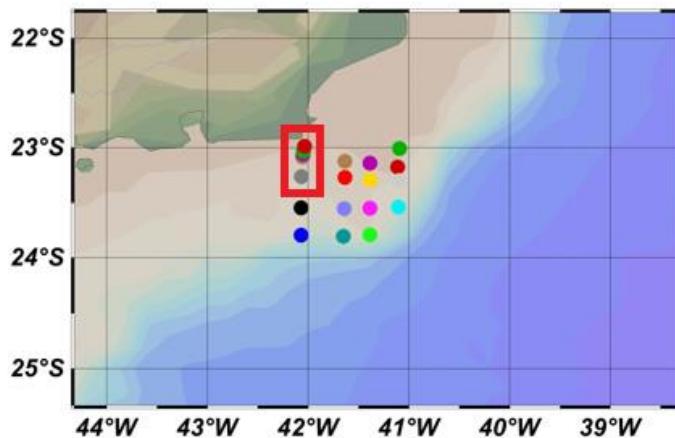


Figura 12: Localização dos pontos de coleta de dados oceanográficos. Fonte: Departamento de Oceanografia - IEAPM.

4.1 Dados do CTD

Os dados coletados pelo perfiliador CTD (*conductivity, temperature e depth*) do navio foram processados para remover *spikes* (picos, em inglês) e utilizados para produzir perfis de temperatura e salinidade (Figura 13) e, posteriormente, os perfis de velocidade do som (Figura 14) usando a equação de Mackenzie (3.1).

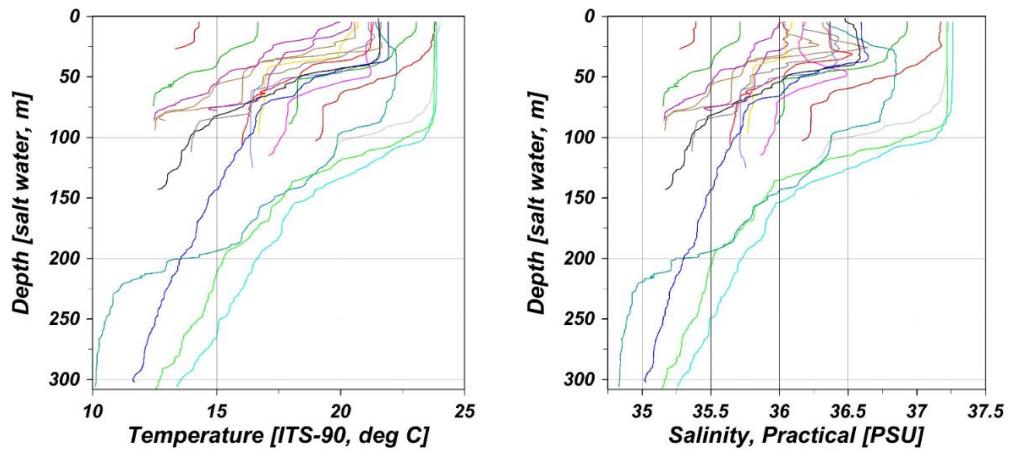


Figura 13: Gráficos de Temperatura pela Profundidade e Salinidade pela Profundidade de todas as estações oceanográficas da comissão. Fonte: Departamento de Oceanografia - IEAPM.

Por fim, foi elaborada a seção vertical da velocidade do som referente ao experimento acústico realizado (Figura 14) e o SSP médio, utilizado nas simulações RI (Figura 15).

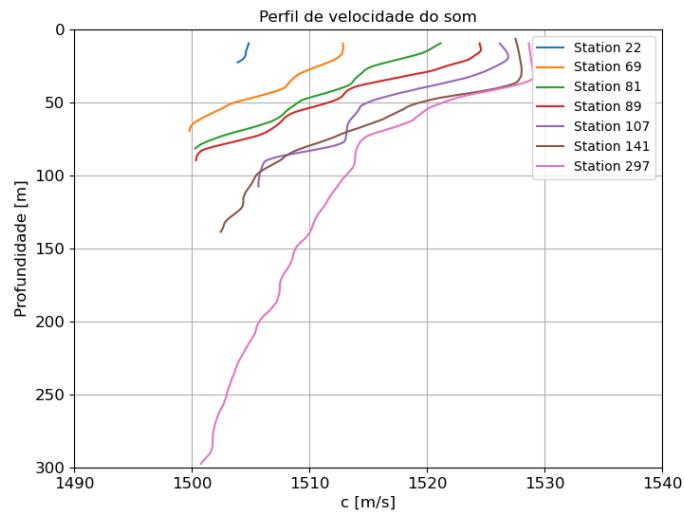


Figura 14: Perfis de velocidade do som da seção.

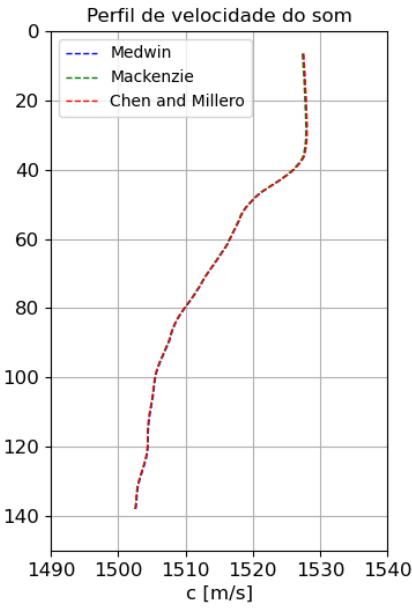


Figura 15: SSP médio.

4.2 Experimento Acústico

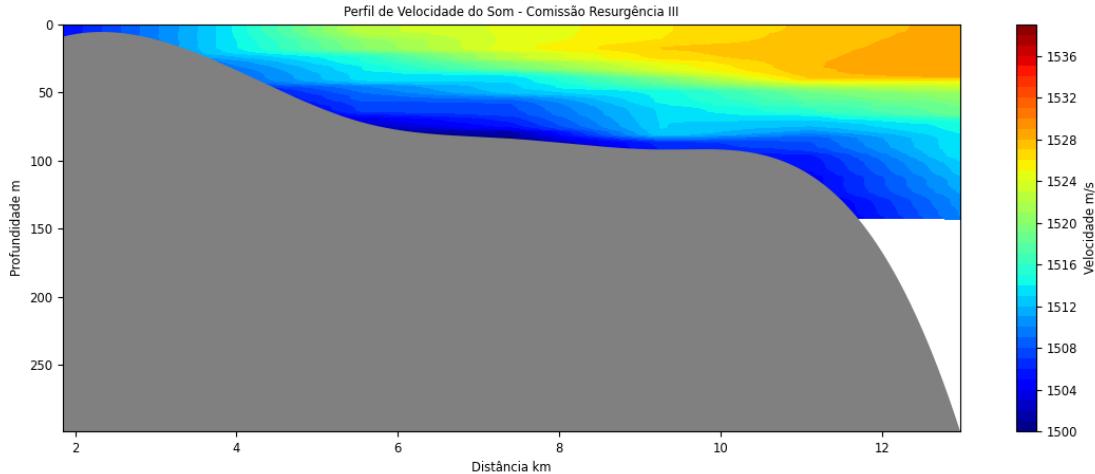


Figura 16: Gráfico de variação vertical do perfil de velocidade do som da raia.

O experimento acústico foi elaborado utilizando a transmissão de sinais acústicos modulares de frequência linear (LFM, do inglês: *Linear Frequency Modulation*), mais especificamente CHIRP (Compressed High-Intensity Radar Pulse) que tem por característica a variação da frequência ao longo do tempo (Rodriguez, 2023), representando pelas equações (4.1) e (4.2):

$$s(t) = \cos(\phi(t)) \quad (4.1)$$

$$\text{onde: } \omega = \frac{d\phi}{dt} \quad (4.2)$$

Os sinais foram produzidos computacionalmente e tem as seguintes características:

Primeiro CHIRP:

- ✓ Duração do CHIRP: 0,25s
- ✓ Intervalo entre CHIRP: 0,5s
- ✓ *Range* de frequência: 500Hz (750 a 1250Hz para 1kHz por exemplo)

Foi gerado sinteticamente uma sequência de 10 CHIRP com essas características para transmissão.

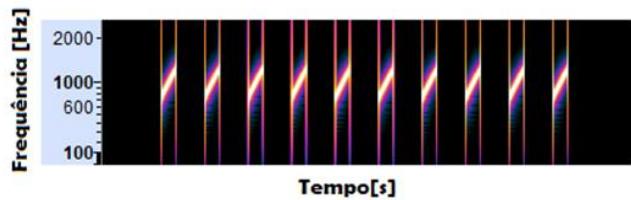


Figura 17: Espectrograma do CHIRP sintéticos de 0.25s e 1k Hz.

Segundo CHIRP

- ✓ Duração do CHIRP: 0,5s
- ✓ Intervalo entre CHIRP: 1,75s
- ✓ *Range* de frequência: 500Hz (750 a 1250Hz para 1kHz por exemplo)

Foi gerado sinteticamente uma sequência de 10 CHIRP com essas características para transmissão.

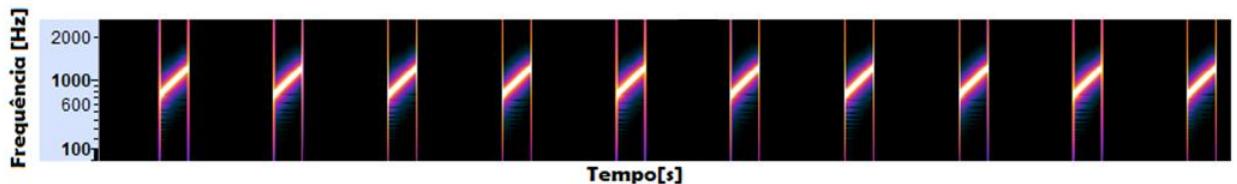


Figura 18: Espectrograma do CHIRP sintéticos de 0.5s e 1k Hz.

Foram emitidos sinais com frequências de 1kHz, 5kHz e 10kHz, com a mesma configuração de CHIRP. O sinal foi emitido em uma sequência, intercalando os CHIPS de 0.5s e 0.25s. Para exemplificar, a seguir é apresentado o spectrograma do sinal recebido pelo arranjo de hidrofones em 1kHz (figura 19):

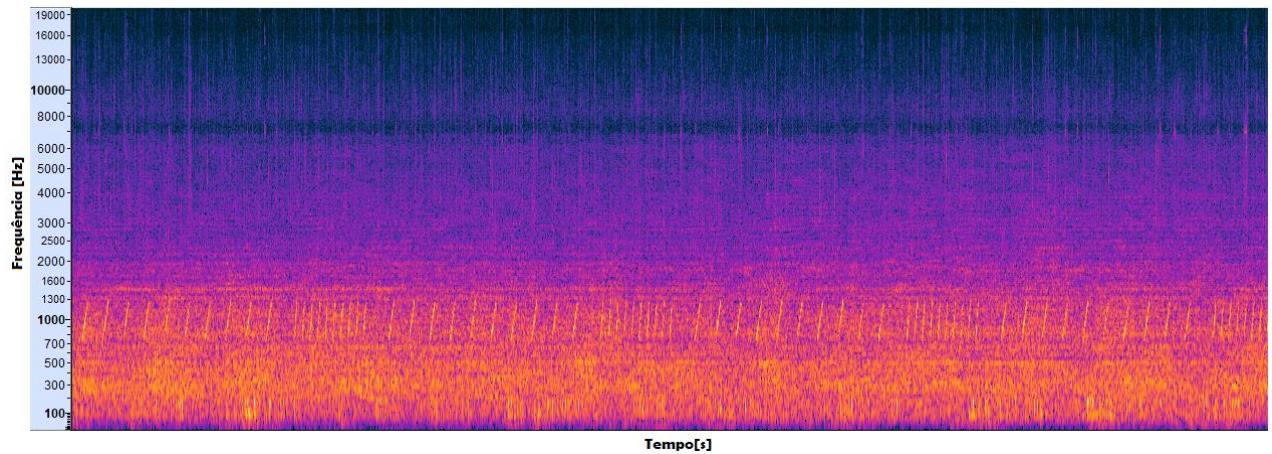


Figura 19: Espectrograma do sinal recebido pelo hidrofones para 1kHz.

O arranjo do experimento acústico teve a seguinte configuração (figura 20):

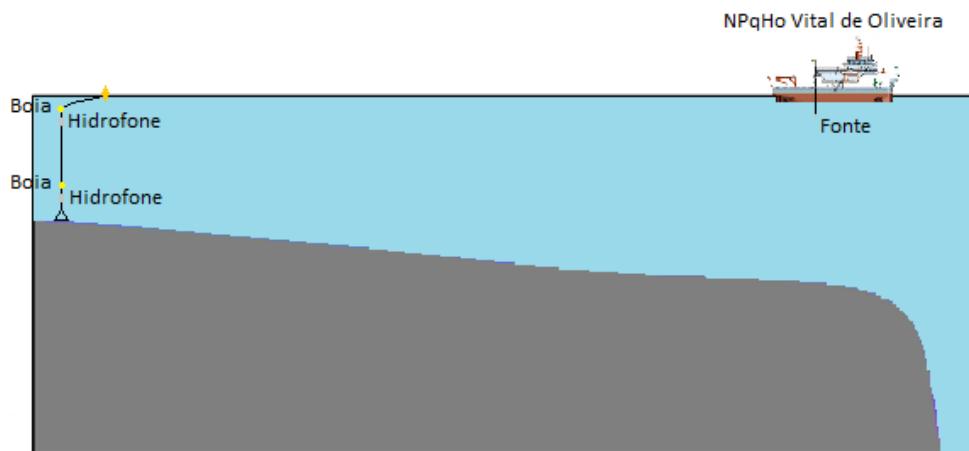


Figura 20: Arranjo do experimento acústico.

Foi lançado um fundeio com o arranjo de hidrofones próximo à costa em uma lâmina d'água de aproximadamente 30 m de profundidade, com o hidrofone 1 a 20 m de profundidade do fundo e o hidrofone 2 a 5 m de profundidade do fundo ou 25 m de profundidade (Figuras 21 a 23).

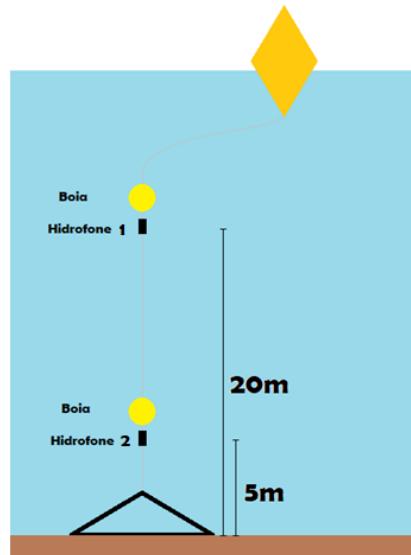


Figura 21: Arranjo de hidrofones e a poita.



Figura 22: Modelo do hidrofone - Marsensing digitalHyd SR-1.

Os parâmetros para o sistema de gravação dos sinais, foram os seguintes:

- ✓ Frequência de amostragem: 52734 kHz;
- ✓ Resolução de amostragem: 16 bits; e
- ✓ Sensibilidade do hidrofones: -162,2 dB re 1 μ Pa.



Figura 23: Poita & arranjo de hidrofones.

A fonte foi posicionada a 10 m de profundidade, após o navio promover o desligamento dos motores principais e alguns equipamentos no momento da emissão dos sinais, para que fosse minimizado os ruídos. O ponto com arranjo de hidrofones em um fundeio, tem a vantagem de não produzir ruídos (Katsnelson & Petnikov, 1997). A figura 24 ilustra como foi posicionada a fonte na estação de lançamento lateral do navio:

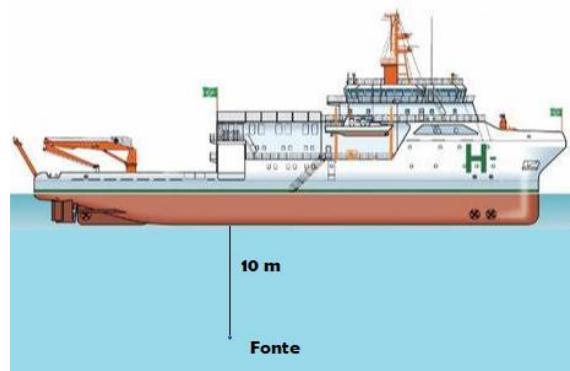


Figura 24: Esquema de posicionamento da fonte.



Figura 25: Modelo da fonte - Lubell Labs LL916C/H.

Para essa comissão, apesar de terem sido realizadas 19 estações de coleta de dados oceanográficos com CTD, foram feitas apenas duas emissões de sinais da fonte, a 3 e 6 milhas náuticas do arranjo de hidrofones.

Capítulo 5

5 Metodologia

5.1 Processamento dos Sinais Acústicos

Para que se possa introduzir o assunto de processamento de sinais, optou-se por abordar primeiramente os conceitos de sinais e ruídos, para depois abordar o conceito fundamental de relação sinal-ruído, indispensável na equação SONAR.

É importante considerar que os sinais em questão são de natureza acústica, vinculados à propagação de ondas mecânicas em meio contínuo, dentro da faixa de frequência de 20 Hz a 20 kHz. Sinais que estão relacionados a frequências superiores a 20 kHz são classificados como ultrassom, ao passo que aqueles associados abaixo de frequências de 20 Hz são designados como infrassom.

A manipulação de sinais pode ocorrer na forma analógica ou digital. Na abordagem analógica, o tempo é tratado como uma variável contínua, permitindo que o sinal seja conhecido em qualquer momento temporal.

Sendo o ruído definido como a componente indesejada obtida na recepção de um sinal, é objetivamente a interferência na recepção. Independente da fonte de interesse e possui geralmente uma natureza aleatória. Com essa perspectiva, o ruído é caracterizado como um processo estocástico. A aleatoriedade não implica que exista apenas um tipo de ruído, mas para simplificar, os principais tipos são: ruído branco e ruído correlacionado (Rodríguez, 2023). O autor define ruído branco como uma sequência de valores aleatórios, perfeitamente não correlacionados no tempo, ou ainda com uma densidade espectral constante em frequências. Faz uma analogia interessante com a óptica, onde explica que a cor “branca” por ser a combinação de todas as cores do espectro visível em proporções iguais, então o ruído branco pode assumir diferentes tipos, dependendo da distribuição de variáveis aleatórias em um processo estocástico.

Jensen *et al.* (2011) definem que a presença do ruído ambiente se torne uma preocupação convencional quando ele obscurece um sinal de interesse. De forma que o processamento de sinais consiste fundamentalmente em um procedimento para extrair um sinal que está inserido no ruído.

No contexto da recepção, o sinal, em contraste com o ruído, representa a parte desejada. De maneira análoga, antípoda à aleatoriedade, é possível pressupor que um sinal exiba uma natureza determinística, no sentido de ocupar uma banda de frequência específica ao longo do tempo.

O sinal emitido pela fonte pode ser representado pela equação 5.1 (Figura 26):

$$x(t) = s(t) + n_x(t) \quad (5.1)$$

sendo:

$x(t) \rightarrow$ sinal transmitido;

$s(t) \rightarrow$ sinal sintético produzido (CHIRP); e

$n_x(t) \rightarrow$ ruído.

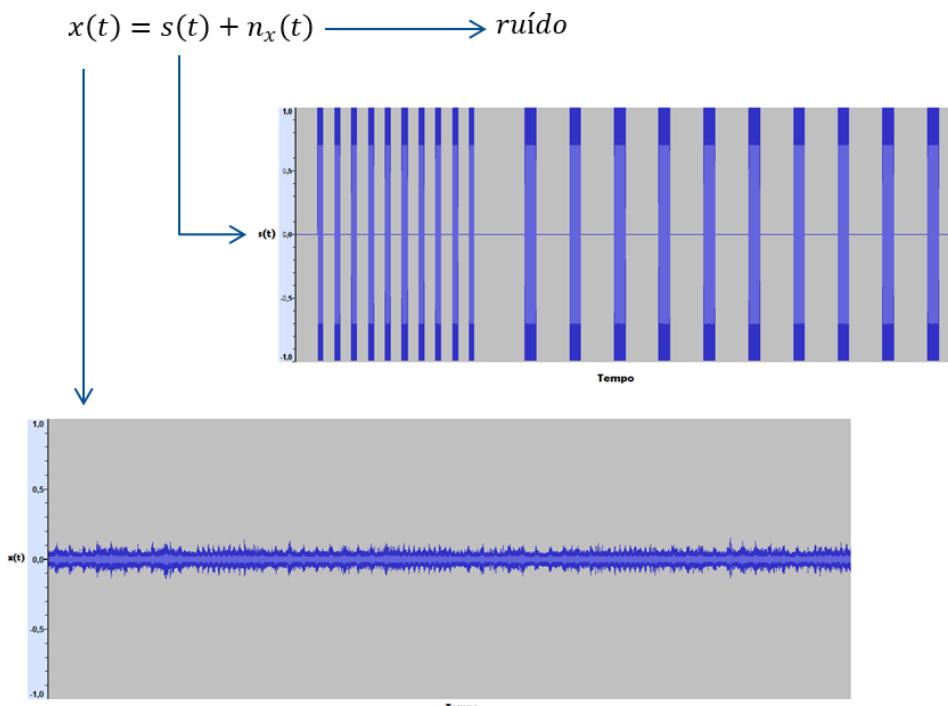


Figura 26: Figura com sinal emitido.

O sinal recebido pelo hidrofone pode ser representado pela equação 5.2 (figura 27):

$$y(t) = s(t) + r_c \cdot s(t - \Delta) + n_y(t) \quad (5.2)$$

sendo:

$y(t) \rightarrow$ sinal recebido;

$s(t) \rightarrow$ sinal sintético produzido (CHIRP);

$r_c \rightarrow$ sinal escalonado;

$s(t - \Delta) \rightarrow$ sinal atrasado; e

$n_y(t) \rightarrow$ ruído.

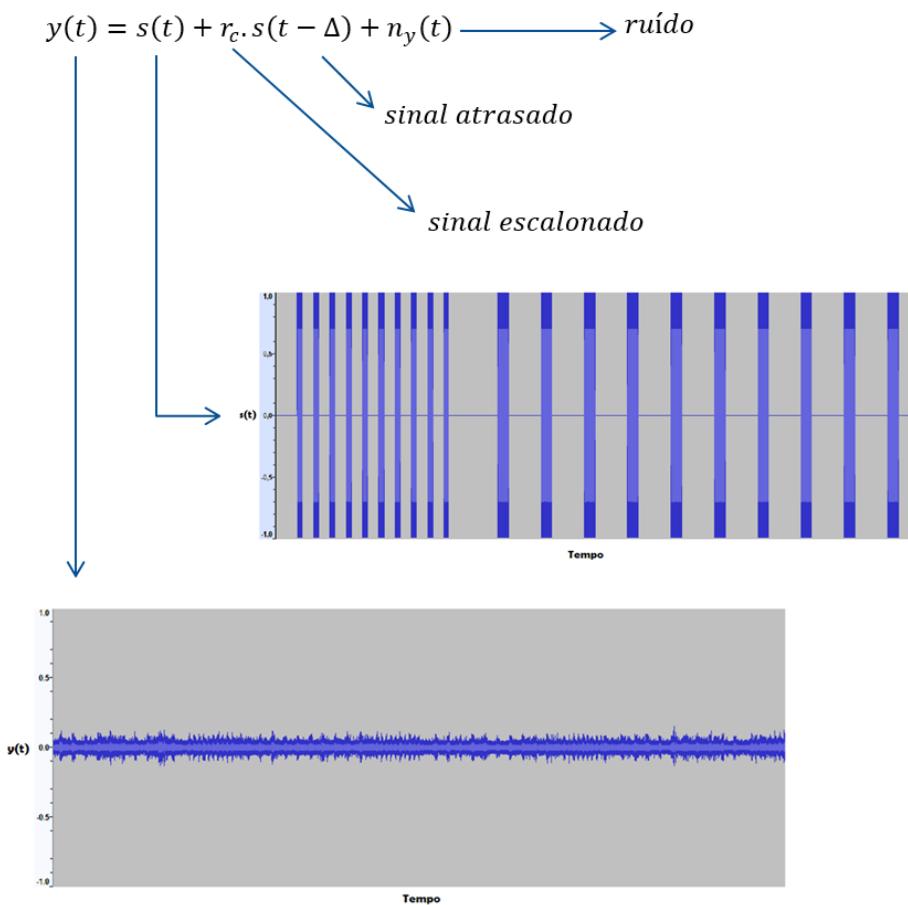


Figura 27: Figura com sinal recebido.

Autocorrelação do sinal que chega no hidrofone pode ser representado pela equação (5.3).

$$R_{yy}(\tau) = (1 + r_c^2) \cdot R_{ss}(\tau) + R_{n_y n_y}(\tau) + r_c \cdot R_{ss}(\tau - \Delta) + r_c \cdot R_{ss}(\tau + \Delta) \quad (5.3)$$

sendo:

$r_c \rightarrow$ termo refletido;

$R_{ss} \rightarrow$ autocorrelação do sinal emitido; e

$R_{n_y n_y} \rightarrow$ autocorrelação do ruído.

A figura 28 demonstra a autocorrelação cruzada entre o sinal emitido e o sinal com atraso, e a figura 29 a correlação cruzada.

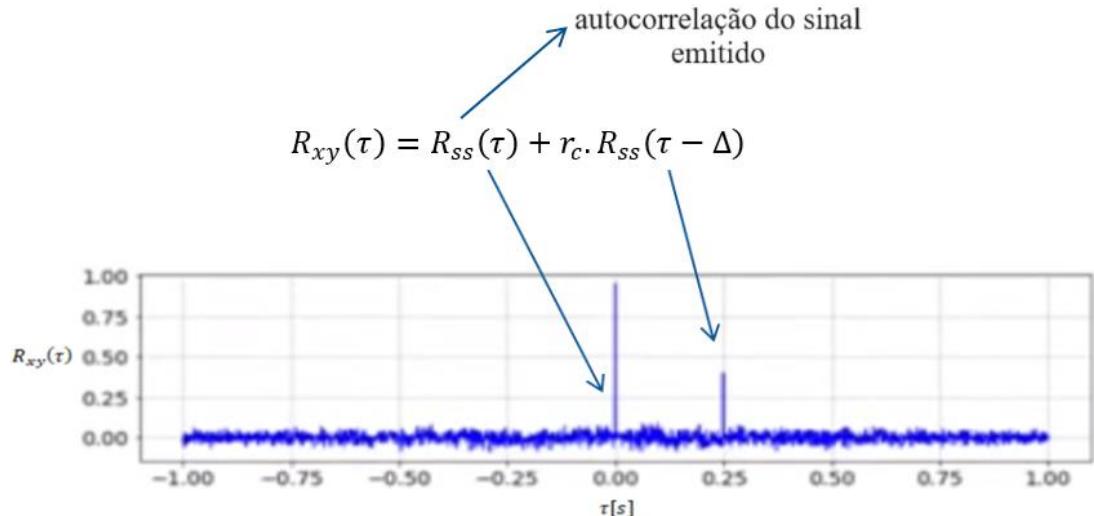


Figura 28: Autocorrelação do sinal recebido no hidrofone.

$$R_{xy}(\tau) = R_{ss}(\tau) + r_c \cdot R_{ss}(\tau - \Delta) \quad (5.4)$$

sendo:

$r_c \rightarrow$ termo refletido; e

$R_{ss} \rightarrow$ autocorrelação do sinal emitido.

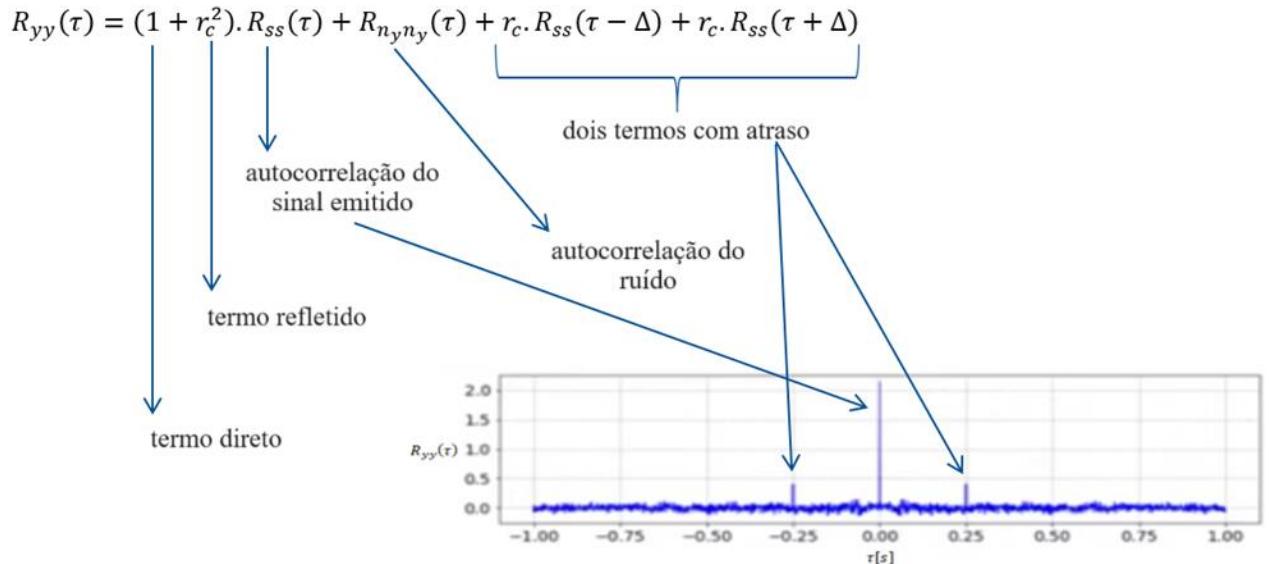


Figura 29: Correlação cruzada do sinal recebido com o sinal com atraso.

Foram apresentadas duas formas que podem ser usadas para processar e identificar o sinal que chega no receptor. A escolha entre correlação cruzada e autocorrelação para o processamento de sinal e identificação de um sinal recebido por um hidrofone depende da natureza do problema específico e dos objetivos da análise.

Correlação Cruzada:

- ✓ Uso: A correlação cruzada é frequentemente utilizada para identificar a presença e atraso temporal de um sinal em relação a outro;
- ✓ Vantagens: Útil para detectar sinais que podem estar deslocados no tempo ou para encontrar padrões específicos em relação a uma referência; e
- ✓ Limitações: Sensível a ruídos e pode não ser ideal quando há variações significativas na amplitude do sinal ao longo do tempo.

Autocorrelação:

- ✓ Uso: Comumente aplicada para avaliar a periodicidade e características temporais de um sinal;
- ✓ Vantagens: Eficaz para identificar padrões recorrentes, determinar a periodicidade do sinal e avaliar a presença de componentes de frequências específicas; e

- ✓ Limitações: Menos sensível a deslocamentos temporais e pode não ser tão eficaz para detectar sinais deslocados no tempo.

Como o objetivo é identificar atrasos temporais precisos, especialmente em ambientes nos quais atrasos de propagação podem ser relevantes, como em acústica submarina, a correlação cruzada foi o método escolhido pois apresentou melhores resultados.

Aplicando a correlação cruzada para o sinal recebido no experimento, foi possível chegar no seguinte processamento para os sinais de 1kHz, representado pela figura 30:

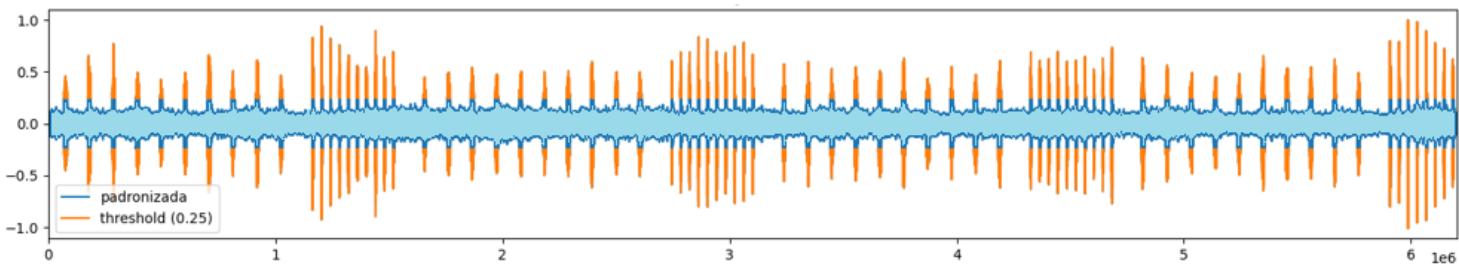


Figura 30: Resultado da aplicação da correlação cruzada de um dos sinais de 1kHz recebido do experimento.

Onde os picos representam os atrasos nas chegadas dos sinais e dessa forma pode-se usar a função de Welch, que é uma técnica utilizada para estimar a densidade espectral de potência de um sinal. Essa função é comumente empregada em análises espectrais, particularmente em casos nos quais o sinal é não-estacionário, ou seja, quando suas propriedades estatísticas variam ao longo do tempo.

A função de Welch utiliza a técnica de média ponderada para calcular a densidade espectral de potência (DEP), dividindo o sinal em segmentos sobrepostos. Esses segmentos são então transformados por meio de uma transformada de Fourier, e a média dessas transformadas ponderadas é computada para obter a estimativa final da densidade espectral de potência, procedimento que envolve vários passos para realizar a estimativa (Oppenheim et al., 1999).

5.1.1 Janelamento (Hann)

Antes de aplicar a técnica de Welch, é comum aplicar uma janela ao sinal original. Ao aplicar a janela de Hann, essa função é empregada como uma técnica de suavização para escolher um conjunto específico de amostras em uma sequência de dados antes de executar uma

transformada de Fourier. A principal vantagem associada à utilização da janela de Hann é sua eficácia na redução do *aliasing*, a amplitude do sinal é gradualmente atenuada em direção às extremidades, criando uma transição mais suave entre o conteúdo do sinal e os valores próximos a zero nas bordas, minimizando o problema dos lobos secundários às custas da resolução. Essa atenuação gradual é crucial para evitar distorções no espectro de frequência causadas pelo fenômeno conhecido como vazamento espectral (Harris, 1978).

O vazamento espectral ocorre quando o sinal não é inteiramente representado por um número inteiro de ciclos dentro da janela de análise. Sem uma janela apropriada, isso pode resultar em artefatos indesejados na estimativa espectral, tornando a interpretação do espectro mais complexa.

Portanto, ao aplicar a janela de Hann, cria-se uma transição suave nas extremidades do sinal, minimizando o vazamento espectral e contribuindo para uma estimativa mais precisa e confiável da densidade espectral de potência. Essa abordagem é particularmente valiosa ao lidar com sinais não-estacionários ou quando é necessário extrair informações precisas sobre as características espetrais do sinal.

O sinal janelado é dividido em segmentos sobrepostos. Essa sobreposição ajuda a garantir uma transição suave entre os segmentos e evita perdas de informação nos limites dos segmentos.

A divisão em segmentos é realizada para segmentos temporais menores, o que é crucial para lidar com sinais não-estacionários.

5.1.2 Estimativa da Densidade Espectral de Potência (DEP)

Cada segmento janelado é transformado usando a Transformada Rápida de Fourier (do inglês, *Fast Fourier Transform* - FFT) para obter sua representação no domínio da frequência. A DEP é calculada para cada segmento usando a magnitude do espectro de frequência e a utilização da FFT permite uma análise eficiente no domínio da frequência.

A DEP em amplitude, dada por $S(\omega)$ é possível recuperar $s(t)$, da seguinte forma através da FFT:

$$s(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) \cdot e^{i\omega t} d\omega \quad (5.5)$$

Sendo essa relação conhecida como síntese de Fourier, e sendo em processamento de sinais a DEP é dada por:

$$|S(\omega)|^2 \quad (5.6)$$

Pela teoria de Parseval, a energia do sinal é a mesma no domínio da frequência e no domínio do tempo (Rodríguez, 2023):

$$\int_{-\infty}^{\infty} |S(\omega)|^2 \cdot d\omega = \int_{-\infty}^{\infty} |s(t)|^2 \cdot dt \quad (5.7)$$

5.1.3 Cálculo da SPL

As estimativas de DEP obtidas de cada segmento são então combinadas por meio de uma média que pode ser ponderada, como no nosso caso. Isso ajuda a reduzir a variabilidade nas estimativas espectrais e fornece uma visão mais robusta da DEP global do sinal.

A DEP resultante representa a estimativa final da distribuição de potência do sinal ao longo do espectro de frequência.

Tendo determinado a DEP, pode-se determinar finalmente o nível de pressão sonora (do inglês, *sound pressure level* - SPL) que chega no receptor da seguinte forma:

$$SPL = 10 \cdot \log_{10} \left(\frac{|FFT|^2}{(1\mu Pa)^2} \right) \quad (5.8)$$

5.1.4 Cálculo da TL

Tendo sido determinado o SPL que chegou no receptor e sabendo o SPL que foi emitido pelo transmissor, é possível então calcular a TL, da seguinte forma:

$$TL = SPL_{transmitido} - SPL_{recebido} \quad (5.9)$$

$$TL = SL - 10 \cdot \log_{10} \left(\frac{|FFT|^2}{(1\mu Pa)^2} \right) \quad (5.10)$$

sendo:

SL → nível da fonte (do inglês, *source level* – *SL*)

5.2 Modelo de Raios

Segundo Jensen *et al.* (2011), o uso de modelos baseados em raios é uma prática consolidada na área de acústica submarina há muitos anos. Desde a década de 1960, a modelagem predominante empregava modos normais ou, principalmente, o rastreamento de raios. Contudo, à aproximação inerente de alta frequência do método, resulta em uma precisão relativamente limitada nos resultados. Por outro lado, esses métodos ainda são amplamente utilizados em ambientes operacionais, onde a velocidade é crucial e a incerteza ambiental impõe restrições mais severas à precisão alcançável. Além disso, as aprendizagens derivadas do estudo da teoria dos raios continuam sendo fundamentais para interpretar resultados de outros modelos. Do ponto de vista histórico, é notável que o entendimento sobre o comportamento dos caminhos dos raios precedeu a formalização matemática da teoria dos raios. Originalmente, essa teoria surgiu na óptica das equações de Maxwell, sendo inicialmente empregada para compreender a propagação da luz mesmo antes da formulação das equações fundamentais para tal propagação. O estudo da propagação e reflexão de raios remonta a Euclides (Keller, 1978), enquanto a lei de Snell, que governa a refração dos raios, tem sua origem em 1626.

Esse desenvolvimento é análogo à compreensão da mecânica clássica como uma aproximação às mais complexas equações da mecânica quântica. Um dos primeiros estudos sobre rastreamento de raios em acústica submarina foi conduzido por Lichte (1919), que comparou os resultados do modelo com dados medidos em diversos locais de águas rasas. Esse notável estudo também antecipou a excelente propagação de longo alcance obtida nos canais SOFAR em águas profundas. Atualmente, a teoria dos raios desempenha um papel crucial em praticamente todas as áreas de propagação de ondas, incluindo óptica, eletromagnetismo e sismologia (Cervený, 2001).

Para simplificar, Jensen *et al.* (2011) apresentam inicialmente o rastreamento de raios de maneira física e intuitiva. Vale ressaltar que, embora os métodos de raios sejam por vezes considerados técnicas primitivas associadas a computadores de décadas passadas, eles são na verdade, intrinsecamente complexos tanto do ponto de vista teórico quanto computacional. A recompensa pelo esforço na implementação de um código eficaz de raios é uma ferramenta que captura de forma precisa os fenômenos físicos e é praticamente aplicável a uma gama significativa de problemas de propagação. Como discutiremos, as trajetórias dos raios frequentemente são altamente sensíveis aos detalhes do ambiente ou à discretização numérica

do problema. Essa sensibilidade torna-se particularmente evidente ao rastrear raios por longas distâncias.

Curiosamente, as próprias equações dos raios podem gerar trajetórias que, de maneira formal, são consideradas caóticas, resultando em pesquisas significativas nos últimos anos, como observado por Tappert (2003), Wolfson & Tappert (1994 e 2000), Smith et al. (1992) e Percival (1987). Apesar disso, os métodos de raios continuam a ser amplamente aplicáveis.

5.2.1 Curvatura de Raio

Fazendo uma analogia lúdica, aqueles que já brincaram com uma lanterna ou lupa têm uma noção de como um raio de luz pode se curvar. Para formalizar esse conceito, é importante reconhecer que o que chamamos de raio é, na verdade, uma normal a uma frente de onda. O processo de traçar raios, portanto, é essencialmente sobre compreender como esses raios se curvam ou refratam, delineando assim a propagação das frentes de onda. Pode-se visualizar raios se propagando em todas as direções no espaço livre; entretanto, os raios traçados são aqueles que nos auxiliam a compreender a propagação originada de uma fonte específica. Dessa forma, ondas planas e esféricas no espaço livre são compreendidas em termos de diferentes frentes de onda e raios associados (Jensen et al., 2011), conforme figura 31.

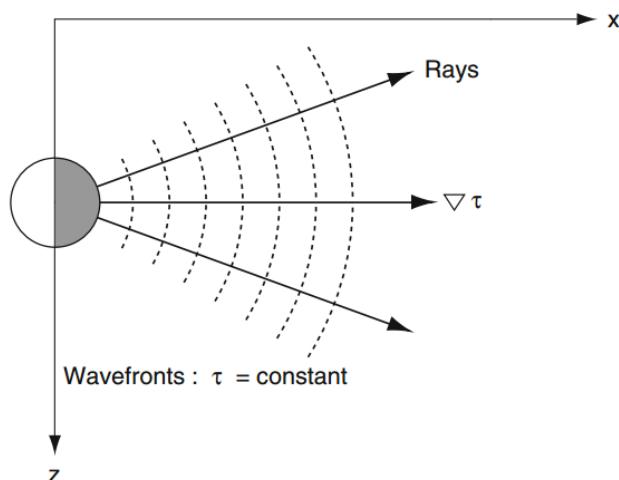


Figura 31: Raios e Frentes de Onda. Fonte: Jensen et al. (2011).

Examinando agora uma interface entre fluidos, onde apresenta-se uma derivação tradicional que demonstra como a onda incidente resulta em ondas refletidas e transmitidas (figura 32).

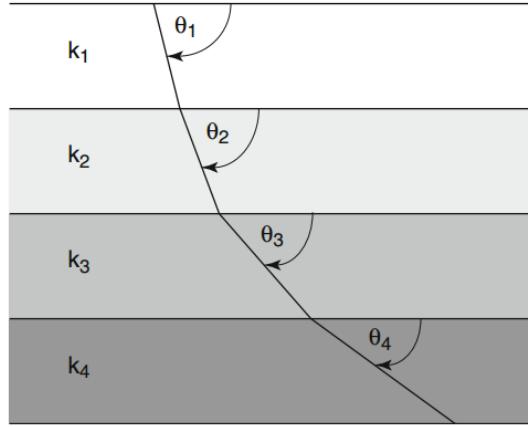


Figura 32: Um raio refratando por meio de múltiplas camadas. Fonte: Jensen et al. (2011).

E, segundo a lei de Snell (6.1):

$$k_1 \cos \theta_1 = k_2 \cos \theta_2 \quad (6.1)$$

Relacionando o ângulo da onda incidente 1 com o ângulo da onda transmitida 2. De maneira intuitiva, pode-se visualizar um conjunto de camadas (figura 29) e acompanhar a propagação da onda transmitida por meio desse conjunto. À medida que a onda transmitida incide na camada subsequente, a lei de Snell permanece em vigor, garantindo que:

$$k_2 \cos \theta_2 = k_3 \cos \theta_3 \quad (6.2)$$

E assim por diante até a enésima camada, pela integração se obtém a partir de (6.3), as relações (6.4), (6.5) e (6.6):

$$k \cos \theta(z_1) = k(z_2) \cos \theta(z_2) \quad (6.3)$$

$$\theta(z_r) = \text{arc cos} \left[\frac{k(z_0)}{k(z_r)} \cos \theta(z_0) \right] \quad (6.4)$$

$$\frac{\Delta_r}{\Delta_z} = \cot \theta_i, \text{ sendo } \frac{d_r}{d_z} = \cot \theta(z) \quad (6.5)$$

$$\text{Então: } r(z) = \int_{z_0}^{z_r} \cot \theta(z) dz \quad (6.6)$$

Nesse ponto, se dispõe, de fato, de uma abordagem completa para rastrear um raio através de um meio estratificado. A trajetória do raio é integrada por meio de pequenos incrementos na profundidade. Para ilustrar, imagine um perfil de velocidade do som que aumenta continuamente com a profundidade, conforme indicado pela trajetória do raio na figura 29. O raio é continuamente refratado, parecendo dirigir-se para longe das partes de maior velocidade do meio. Na prática, isso implica que, para um observador voltado na direção da propagação do raio, as frentes de onda à esquerda do raio estão em um meio mais lento do que aquelas à direita. Portanto, a frente de onda é continuamente defletida, assemelhando-se a um carro com uma roda presa na lama. Eventualmente, o raio se voltará ao ponto em que fica horizontal. A integração do raio deve então ser revertida, com os passos dz tornando-se negativos. Ao se definir $\theta(z_2) = 0$ (para um raio horizontal) na lei de Snell, obtém-se em (6.7):

$$k(z_1) \cos \theta(z_1) = k(z_2) \quad (6.7)$$

Podemos usar essa equação para determinar o ângulo de lançamento $\theta(z_1)$ que resulta na curvatura do raio em uma profundidade específica. Isso é útil, por exemplo, ao buscar o ângulo de lançamento que direciona o raio na base do oceano, quando desejamos restringir o traçado do raio a trajetórias aquáticas (Jensen et al., 2011).

5.2.2 Equação Eikonal

O processo de rastreamento de raios envolve a resolução de dois conjuntos de equações, a saber, as equações Eikonal (para determinar as coordenadas do raio) e as equações de transporte (para calcular as amplitudes do raio). A resolução do Eikonal é relativamente simples na maioria dos casos, embora demande uma correção de fase sempre que um raio atinge uma fronteira. Já a resolução da equação de transporte, no contexto clássico, apresenta problemas de singularidade associados à formação de cáusticas. Esses problemas podem ser contornados mediante a adoção de abordagens alternativas, como a aproximação de feixes Gaussianos. Com essa abordagem, as equações de transporte clássicas são substituídas pelas chamadas equações dinâmicas, as quais não possuem singularidades (Rodríguez, 2008).

Para um sistema com simetria cilíndrica, as equações do Eikonal podem ser escritas como em (6.8) (Jensen et al., 2011):

$$\frac{dr}{ds} = c\xi(s), \frac{d\xi}{ds} = -\frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial r} \quad (6.8)$$

$$\frac{dz}{ds} = c\zeta(s), \frac{d\zeta}{ds} = -\frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial z} \quad (6.9)$$

Nas equações Eikonal para um sistema com simetria cilíndrica, é possível expressá-las como, onde $r(z)$ e $z(s)$ indicam as coordenadas do raio em coordenadas cilíndricas, e representa o comprimento ao longo do raio. O par $c(s)$ [$\xi(s)$, $\zeta(s)$] representa o versor tangente ao longo do raio. Pela lei de Snell em (6.10):

$$\frac{\cos \theta(s)}{c(s)} = constante \quad (6.10)$$

decorrem da segunda equação no caso da propagação de raio com um perfil de velocidade do som ($c = c(z)$) e limites planos da guia de ondas. As condições iniciais para $r(s)$, $z(s)$, $\xi(s)$ e $\zeta(s)$ são:

$$r(0) = r_s \quad (6.11)$$

$$z(0) = z_s \quad (6.12)$$

$$\xi(0) = \frac{\cos \theta_s}{c_s} \quad (6.13)$$

$$\zeta(0) = \frac{\sin \theta_s}{c_s} \quad (6.14)$$

Nas equações (6.13) e (6.14), θ_s representa o ângulo de lançamento, (r_s, z_s) denota a posição da fonte, e c_s é a velocidade do som na posição da fonte. Essas coordenadas são adequadas para determinar o tempo de viagem do raio (6.15).

$$\tau = \int \frac{ds}{c(s)} \quad (6.15)$$

Este tempo de viagem é calculado ao longo da curva $[r(s), z(s)]$.

5.2.3 Feixes Gaussianos e Equações Dinâmicas de Raios

Sob a aproximação Gaussiana, a pressão acústica ao longo de um feixe de raio é definida pela equação 6.16, como descrito em: Porter & Bucker (1987) e Porter (1991).

$$P(s, n) = A \sqrt{\frac{C(s)}{rq(s)}} \exp \left[-i\omega \left(\tau(s) + \frac{p(s)}{2q(s)} n^2 \right) \right] \quad (6.16)$$

Nesta formulação, 'n' representa a distância normal em relação ao raio central, e 'A' é uma constante arbitrária. Essa constante pode ser determinada ao expandir uma fonte pontual em feixes. Ao substituir essa expressão na equação de Helmholtz, são obtidas as equações dinâmicas dos raios, conforme descrito em: Baxley et al. (2000), Porter & Liu (1994) e Jensen et al. (2011).

$$\frac{dq}{ds} = c(s)p(s) \quad (6.17)$$

$$\frac{dp}{ds} = -\frac{c_{nn}}{c^2(s)} q(s) \quad (6.18)$$

$$c_{nn} = c_{rr}N_r^2 - 2c_{rz}N_rN_z + c_{zz}N_z^2 \quad (6.19)$$

$$c_{rr} = \frac{\partial^2 c}{\partial r^2} \quad (6.20)$$

$$c_{zz} = \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} \quad (6.21)$$

$$c_{rz} = \frac{\partial^2 c}{\partial r \partial z} \quad (6.22)$$

Para condições iniciais (6.23) e (6.24):

$$q(0) = 0 \quad (6.23)$$

$$p(0) = 1 \quad (6.24)$$

A pressão ao longo do raio pode ser calculada por (6.25):

$$P(s) = \phi_r \frac{A(s)}{\sqrt{r(s)}} e^{-i[\omega\tau(s) - \phi_c]} \quad (6.25)$$

$$sendo: A(s) = \left| \frac{c(s) \cos \theta_s}{q(s)} \right|^{1/2} \quad (6.26)$$

5.2.4 Perda na Transmissão Coerente

Cada *eigenray* (raio que atinge o receptor) contribui para o campo de pressão complexo com base em sua intensidade e fase naquele ponto. A intensidade é calculada simplesmente somando as contribuições de cada um dos *eigenrays*, resultando em (6.27):

$$P^{(C)}(r, z) = \sum_{j=1}^{N(r, z)} p_j(r, z) \quad (6.27)$$

Onde $N(r, z)$ representa o número de *eigenrays* que contribuem para o campo em uma posição específica do receptor, e (r, z) é a pressão devido a esse *eigenray*. O número de *eigenrays* contribuintes pode variar consideravelmente. Na vizinhança, pode haver apenas três *eigenrays* importantes: um raio direto, um raio de reflexão no fundo e um raio de reflexão na superfície. Os *eigenrays* restantes atingem o fundo em ângulos mais íngremes do que o ângulo crítico e, portanto, são fortemente atenuados. Em faixas mais longas, muitas vezes haverá contribuições de trajetórias que atingem a superfície e o fundo várias vezes ou *eigenrays* seguindo diferentes trajetórias refratadas. Uma vez associadas uma fase e intensidade aos caminhos dos raios, podemos completar o cálculo do campo de pressão. A perda de transmissão é então definida como na equação 6.28 (Jensen et al., 2011):

$$TL(s) = -20 \log \left| \frac{p(s)}{p^o(s=1)} \right| \quad (6.28)$$

Pode-se entender melhor a diferença entre um gráfico para TL coerente (a) e um gráfico para TL incoerente (b), como apresentado na figura 33:

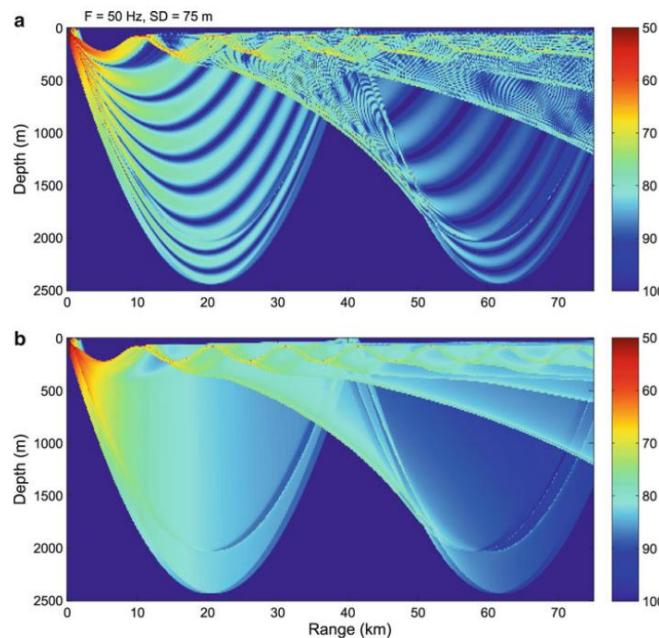


Figura 33: Teoria de raios coerente (a) e Teoria de Raios Incoerente (b). Fonte: Jensen et al. (2011).

No entorno próximo, torna-se evidente o papel crucial da fase, em que os trajetos dos raios refletidos na superfície e os raios diretos interferem de maneira construtiva e destrutiva, dando origem ao padrão *Lloyd's mirror*, discutido nas Seção 3.5.3. Importante notar que se fez necessário delimitar de forma arbitrária o leque de raios, excluindo os raios de reflexão no fundo, que poderiam contribuir ainda mais para o campo, dependendo da refletividade do fundo. Os resultados desse tipo de cálculo coerente são mais facilmente comparáveis às soluções da teoria completa de ondas conforme apresentado por Jensen et al. (2011).

5.2.5 Modelo TRACEO

O TRACEO é um modelo de traçado de raios desenvolvido em Fortran 77, testado com o compilador GNU gfortran, teve seu código original revisado para permitir a inclusão opcional de objetos, possibilitar limites superior e inferior com propriedades dependentes da faixa (incluindo velocidades de compressão, cisalhamento e atenuações), viabilizar cálculos de raios próprios em posições definidas por coordenadas de matriz e gerar resultados (raios, chegadas, amplitudes, pressão acústica e componentes de velocidade de partículas). O modelo lida com perfis analíticos específicos de velocidade do som, ou perfis ou campos gerais de velocidade do som tabulados. A matriz de receptores pode ter orientação horizontal, vertical, retangular ou ter uma forma curvilínea arbitrária; os hidrofones não necessitam estar equidistantes. Os raios podem ser parcialmente ou totalmente refletidos em qualquer limite da guia de ondas ou completamente absorvidos. Desenvolvido para modelar a propagação acústica em ambientes desafiadores (como superfícies onduladas, batimetrias complexas e variações de profundidade e faixa de velocidade do som), o TRACEO encontra aplicações em geoacústica, matrizes de sensores vetoriais, comunicações submarinas e barreiras acústicas. O TRACEO se originou do modelo de traçado de raios Bellhop, parte da Acoustic Toolbox, desenvolvido e atualizado por Michael Porter da HLS Research. Embora tenha adotado métodos do Bellhop, o TRACEO ultrapassa suas capacidades ao permitir cálculos em cenários específicos, como o uso de perfis analíticos, posicionamento de alvos entre a fonte e a matriz de receptores, consideração de limites com propriedades dependentes da faixa (incluindo velocidade de cisalhamento e atenuação) e limites que, além de reflexivos, podem ser totalmente absorventes (RODRIGUEZ, 2008).

5.3 Probabilidade de Detecção Sonar

Usando os melhores resultados de TL obtidos nas simulações, com a melhor resposta para a modelagem, pode-se elaborar um mapa para o cálculo da probabilidade de detecção sonar.

Para a elaboração do gráfico usa-se os seguintes parâmetros da equação sonar:

$$SL - TL = NL - DI + DT \quad (6.29)$$

Onde:

- ✓ Intensidade Sonora da Fonte (SL - *Source Level*)
- ✓ Perda na Transmissão (TL - *Transmission Loss*)
- ✓ Ruído Ambiente (NL - *Noise Level*)
- ✓ Poder de Reflexão do Alvo (TS - *Target Strength*)
- ✓ Índice de Diretividade (DI - *Directivity Index*)
- ✓ Limiar de Detecção (DT - *Detection Threshold*)

A aplicação tática e operacional desses sistemas é baseada em cálculos de probabilidade de detecção, que representam a probabilidade de assumir corretamente a presença de um alvo. Geralmente, para afirmar que o alvo está presente, é necessário que o som captado pelos hidrofones ultrapasse um limiar específico, conhecido como *Detection Threshold* (DT), um valor no qual o nível de sinal deve exceder o nível de ruído ambiental para que a detecção ocorra. Se um sinal for suficientemente atenuado, a ponto de seu nível de energia ser obscurecido pelo ruído ambiente, a informação contida nesse sinal dificilmente será recuperada (Oliveira, 2001).

Elaborando-se uma simulação de um sistema sonar passivo, utilizando as estimativas obtidas através do TRACEO e incorporando valores de ruído ambiental obtido pelo experimento acústico e a figura de mérito para abordar a equação do excesso de sinal, do inglês *Signal Excess* (SE), conforme proposto por Ferla and Porter (1991) têm-se a partir da equação (6.30).

$$P_D(SE) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \int_{-\infty}^{SE} \exp\left[\frac{-x^2}{2\sigma^2}\right] dx \quad (6.30)$$

O termo SE refere-se à intensidade pela qual o sinal se destaca acima do ruído ambiental. Um SE de 0 dB implica em uma probabilidade de detecção de 50%. O parâmetro σ representa o desvio padrão de SE e foi estabelecido em 8 dB para os cálculos realizados, com base em valores derivados de experiências práticas de detecção, como detalhado por Urick (1983). Essa fixação do desvio padrão (σ) em 8 dB reflete a variabilidade observada em situações reais de detecção sonar.

Consideramos que a probabilidade de detecção (PD) segue uma distribuição log-normal. São incorporados ao cálculo do Excesso de Sinal, termos como: TL e figura de mérito (FM), proporcionando uma análise mais abrangente do desempenho do sistema sonar passivo.

$$FM = SL - NL + DI - DT \quad (6.31)$$

Sendo:

$$SE \left(FM, r, \frac{z_r}{z_s} \right) = FM - TL \left(r, \frac{z_r}{z_s} \right) \quad (6.32)$$

$z_s \rightarrow$ profundidade da fonte

$z_r \rightarrow$ profundidade do receptor

$r \rightarrow$ distância entre fonte e receptor

Sendo FM um valor constante e TL seguindo os valores previstos pelo modelo TRACEO. Assumimos um sistema sonar fictício com uma FM de 80 dB, da mesma forma que foi empregado nas investigações de Ferla & Porter (1991).

Em resumo o flixograma da figura 34 apresenta o resumo da metodologia implementada, utilizando os resultados das previsões para resolver a equação sonar e calcular a probabilidade de detecção no contexto da ressurgência:

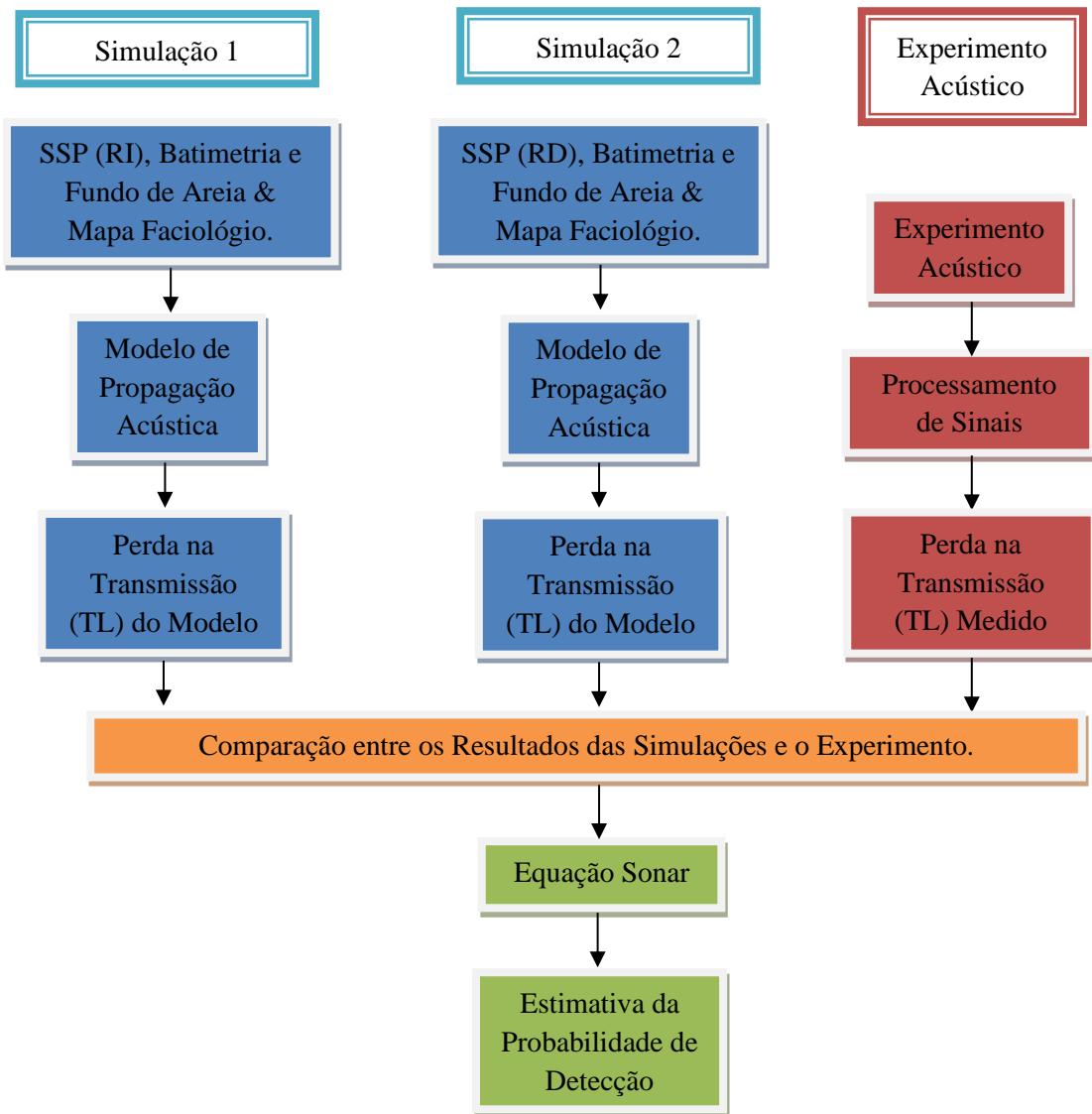


Figura 34: Resumo da Metodologia utilizada no estudo

Capítulo 6

6 Resultados e Discussões

Nesse capítulo serão exibidos os resultados do processamento de sinais do experimento que foi realizado na comissão Ressurgência III e também os resultados das simulações.

Primeiramente, as tabelas 3, 4, 5 e 6 apresentam os resultados dos processamentos de sinais do experimento acústico, do CHIRP de 0,25s e 0,5s, para os dois hidrofones do arranjo, o primeiro a 10m de profundidade e o segundo a 25m de profundidade.

Tabela 3: Resultado do hidrofone a 10 m de profundidade e CHIRP de 0,25s.

Distância[milhas]	Frequência[kHz]	SL[dB]	TL_chirp 0,25s[dB]	SPLmédio_chirp 0,25s[dB]	N_chirp 0,25s
3.0	1.0	168,98	70,91	98,07	34.0
3.0	1.0	168,98	71,29	97,69	34.0
3.0	1.0	168,98	71,08	97,91	34.0
3.0	1.0	168,98	71,30	97,68	35.0
3.0	1.0	168,98	71,26	97,72	18.0
3.0	5.0	169,73	84,27	85,46	32.0
3.0	5.0	169,73	83,30	86,43	33.0
3.0	5.0	169,73	82,51	87,22	35.0
3.0	5.0	169,73	83,04	86,69	32.0
3.0	5.0	169,73	83,25	86,47	24.0
3.0	10.0	177,86	103,39	74,48	16.0
3.0	10.0	177,86	100,94	76,93	27.0
3.0	10.0	177,86	101,23	76,64	18.0
3.0	10.0	177,86	100,50	77,32	23.0
3.0	10.0	177,86	101,70	76,16	14.0
6.0	1.0	168,98	81,03	87,95	40.0
6.0	1.0	168,98	79,87	89,11	36.0
6.0	1.0	168,98	79,78	89,20	38.0
6.0	1.0	168,98	79,46	89,53	31.0
6.0	1.0	168,98			0.0
6.0	5.0	169,73			0.0
6.0	5.0	169,73			0.0
6.0	5.0	169,73	101,08	68,65	47.0
6.0	5.0	169,73	100,85	68,88	75.0
6.0	5.0	169,73	101,84	67,88	36.0
6.0	10.0	177,86			0.0
6.0	10.0	177,86			0.0
6.0	10.0	177,86			0.0

Tabela 4: Resultado do hidrofone a 10 m de profundidade e CHIRP de 0,5s.

Distância[milhas]	Frequência[kHz]	SL[dB]	TL_chirp 0,5s[dB]	SPLmédio_chirp 0,5s[dB]	N_chirp 0,5s
3.0	1.0	168,98	70,97	98,01	36.0
3.0	1.0	168,98	71,23	97,75	36.0
3.0	1.0	168,98	71,11	97,87	36.0
3.0	1.0	168,98	71,30	97,69	35.0
3.0	1.0	168,98	71,41	97,57	27.0
3.0	5.0	169,73	82,92	86,81	1.0
3.0	5.0	169,73	86,12	83,60	2.0
3.0	5.0	169,73	81,01	88,71	2.0
3.0	5.0	169,73	0,00	0,00	0.0
3.0	5.0	169,73	0,00	0,00	0.0
3.0	10.0	177,86	0,00	0,00	0.0
3.0	10.0	177,86	106,15	71,71	1.0
3.0	10.0	177,86	105,45	72,41	1.0
3.0	10.0	177,86	0,00	0,00	0.0
3.0	10.0	177,86	104,54	79,33	2.0
6.0	1.0	168,98	80,41	88,58	34.0
6.0	1.0	168,98	80,19	88,79	35.0
6.0	1.0	168,98	79,62	89,36	36.0
6.0	1.0	168,98	79,02	89,97	23.0
6.0	1.0	168,98			0.0
6.0	5.0	169,73			0.0
6.0	5.0	169,73			0.0
6.0	5.0	169,73			0.0
6.0	5.0	169,73			0.0
6.0	10.0	177,86			0.0
6.0	10.0	177,86			0.0
6.0	10.0	177,86			0.0

Tabela 5: Resultado do hidrofone a 25 m de profundidade e CHIRP de 0,25s.

Distância[milhas]	Frequência[kHz]	SL[dB]	TL_chirp 0,25s[dB]	SPLmédio_chirp 0,25s[dB]	N_chirp 0,25s
3.0	1.0	168,98	69,58	99,40	34.0
3.0	1.0	168,98	69,93	99,05	34.0
3.0	1.0	168,98	69,72	99,26	34.0
3.0	1.0	168,98	69,69	99,29	34.0
3.0	1.0	168,98	69,62	99,36	18.0
3.0	5.0	169,73	82,11	87,62	7.0
3.0	5.0	169,73	81,70	88,02	3.0
3.0	5.0	169,73	83,23	86,50	22.0
3.0	5.0	169,73	80,46	89,26	1.0
3.0	5.0	169,73	81,30	88,43	6.0
3.0	10.0	177,86			0.0
3.0	10.0	177,86	99,04	78,82	19.0
3.0	10.0	177,86	101,48	76,39	21.0
3.0	10.0	177,86	100,99	76,87	11.0
3.0	10.0	177,86	102,26	75,60	19.0
6.0	1.0	168,98	79,79	89,19	5.0
6.0	1.0	168,98	79,46	89,52	4.0
6.0	5.0	169,73	98,90	70,83	1.0
6.0	5.0	169,73	97,71	72,02	9.0
6.0	5.0	169,73	98,00	71,73	28.0
6.0	5.0	169,73	99,34	70,39	28.0
6.0	5.0	169,73	97,80	71,92	4.0
6.0	10.0	177,86			0.0
6.0	10.0	177,86			0.0
6.0	10.0	177,86			0.0

Tabela 6: Resultado do hidrofone a 25 m de profundidade e CHIRP de 0,5s.

Distância[milhas]	Frequência[kHz]	SL[dB]	TL_chirp 0,5s[dB]	SPLmédio_chirp 0,5s[dB]	N_chirp 0,5s
3.0	1.0	168,98	69,61	99,37	36,0
3.0	1.0	168,98	70,03	98,95	36,0
3.0	1.0	168,98	70,04	98,94	36,0
3.0	1.0	168,98	69,92	99,06	36,0
3.0	1.0	168,98	69,81	99,17	27,0
3.0	5.0	169,73			0,0
3.0	5.0	169,73			0,0
3.0	5.0	169,73			0,0
3.0	5.0	169,73			0,0
3.0	5.0	169,73			0,0
3.0	10.0	177,86			0,0
3.0	10.0	177,86			0,0
3.0	10.0	177,86			0,0
3.0	10.0	177,86	107,36	70,51	1,0
3.0	10.0	177,86	98,47	79,39	2,0
6.0	1.0	168,98			0,0
6.0	1.0	168,98			0,0
6.0	5.0	169,73			0,0
6.0	5.0	169,73			0,0
6.0	5.0	169,73	96,46	73,27	1,0
6.0	5.0	169,73	99,16	70,57	8,0
6.0	5.0	169,73	98,32	71,41	1,0
6.0	10.0	177,86			0,0
6.0	10.0	177,86			0,0
6.0	10.0	177,86			0,0

As simulações utilizando o TRACEO foram realizadas utilizando o perfil médio de SSP para a condição RI e os perfis de velocidade variando a cada milha para a condição RD. Todas a simulações seguiram a batimetria dos dados coletados pelo ecobatímetro e a altimetria foi inserida no modelo na opção sem ondas, assim como se apresentava o mar no momento do experimento. O posicionamento dos hidrofones (fundeio do arranjo) e da fonte (posição do navio), foram inseridos com a mesma geometria que o experimento foi realizado. O objetivo principal foi retratar, da melhor forma possível, todas as condições oceanográficas e meteorológicas no período que ocorreu o experimento acústico, usando todos os recursos computacionais disponíveis no TRACEO.

Quanto às propriedades do fundo, foram feitas simulações com o fundo de areia e outras simulações utilizando, de forma criteriosa, as informações apresentadas em alguns mapas faciológicos de diferentes referências, para imputar ao modelo as propriedades do fundo, como forma de tentar chegar o mais próximo da realidade.

O primeio mapa faciológico utilizado (Artusi, 2004) indica que na região do experimento o fundo é composto por lama (figura 35).

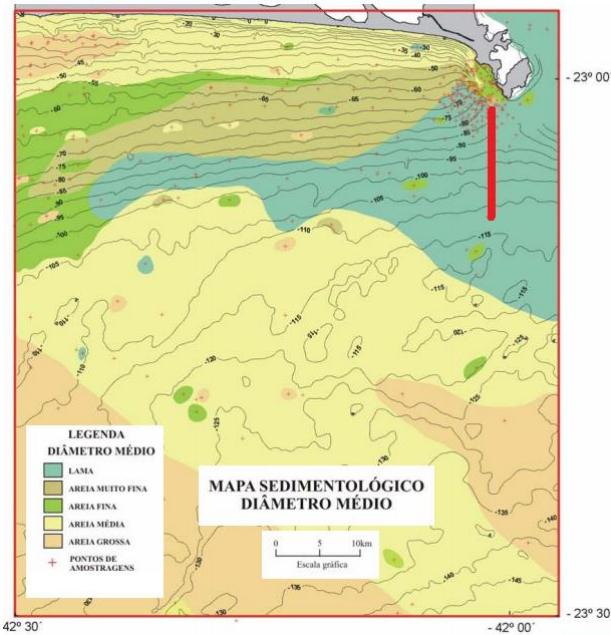


Figura 35: Mapa sedimentológico de diâmetro médio. Fonte: Figura modificada de Artusi (2004).

Os resultados obtidos nas simulações foram muito bons avaliando-se os RMSE (*Root Mean Squared Error*),, com valores bem proximos a zero, indicando boa representatividade da realidade.

O segundo mapa utilizado por Figueiredo & Tessler (2004), figura 36, indicava que na região do experimento, o fundo seria de areia grossa (*corse sand*). A comparação entre dados do experimento e os resultados obtidos na simulação, indicaram um afastamento da realidade.

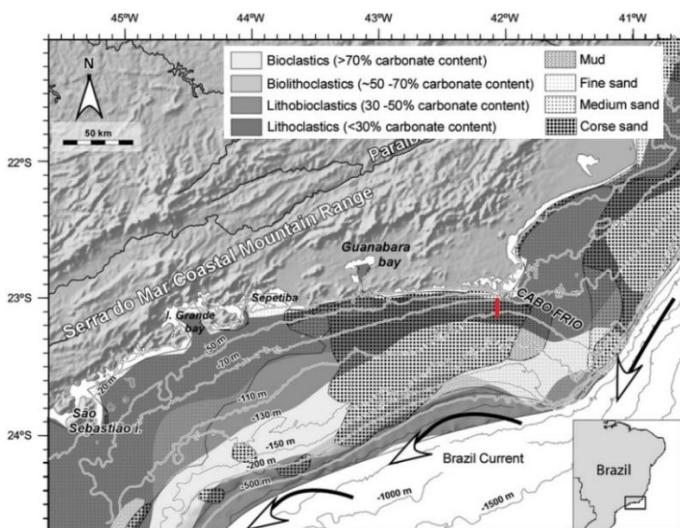


Figura 36 : Distribuição da superfície sedimentar. Fonte: Mapa modificado de Figueiredo & Tessler (2004).

Por fim, foi avaliado um terceiro mapa faciológico utilizado pela DHN e Petrobras (figura 34), onde indica a presença de lama em um trecho mais próximo a costa e posteriormente um pequena porção de areia. Novamente foram imputados os dados no modelo e os resultados mostraram-se melhores que os do primeiro mapa (figura 37), entretanto surgiu um incerteza quanto a posição da fronteira entre a lama e a areia. Dessa forma, promoveu-se algumas simulações até que se obtivesse os menores valores de RMSE, indicando a melhor resposta ao modelo.

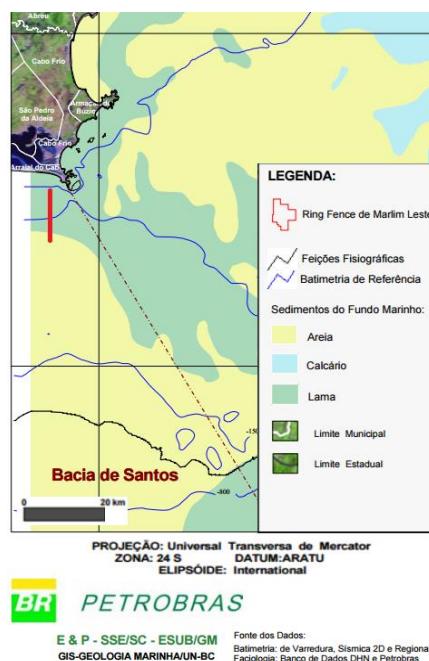


Figura 37 : Mapa faciológico adaptado. Fonte: DHN e Petrobras

A posição para a fronteira entre lama e areia com melhor resultado de RMSE entre os resultados de TL ocorreu na distância de 7,225 km do arranjo de hidrofones. Através dessa inversão acústica foi possível estimar a posição da fronteira dos diferentes tipo de materiais.

Os resultados das simulações para TL na posição dos hidrofones, são uma representação coerente da pressão acústica. As tabelas 7 e 8 apresentam os resultados de TL para cada simulação realizada.

Tabela 7: Resultados para simulações realizadas refinando os dados imputados para o hidrofone a 10 m de profundidade.

Hidrofone a 10 m					
Distância [milhas]	Frequência [kHz]	Fundo de Areia e SSP RI		Fundo seguindo Mapa Faciológico e SSP RI	
		TL - CHIRP 0,25s[dB]	TL - CHIRP 0,5s[dB]	TL - CHIRP 0,25s[dB]	TL - CHIRP 0,5s[dB]
3	1	69,0	69,1	70,3	70,5
3	5	70,8	71,7	73,4	72,8
3	10	74,7	75,7	79,1	80,2
6	1	72,4	72,6	77,8	79,1
6	5	76,0		81,6	
6	10				

Hidrofone a 10 m					
Distância [milhas]	Frequência[kHz]	Fundo de Areia e SSP RD		Fundo seguindo Mapa Faciológico e SSP RD	
		TL - CHIRP 0,25s[dB]	TL - CHIRP 0,5s[dB]	TL - CHIRP 0,25s[dB]	TL - CHIRP 0,5s[dB]
3	1	70,8	71,1	71,1	71,2
3	5	82,3	82,5	83,2	83,3
3	10	100,1	104,2	101,4	105,1
6	1	78,8	81,1	79,8	80,2
6	5	99,7		100,4	
6	10				

Tabela 8: Resultados para simulações realizadas refinando os dados imputados para o hidrofone a 25 m de profundidade.

Hidrofone a 25 m					
Distância [milhas]	Frequência [kHz]	Fundo de Areia e SSP RI		Fundo seguindo Mapa Faciológico e SSP RI	
		TL - CHIRP 0,25s[dB]	TL - CHIRP 0,5s[dB]	TL - CHIRP 0,25s[dB]	TL - CHIRP 0,5s[dB]
3	1	67,2	67,4	68,7	68,9
3	5	75,0		76,4	
3	10	79,2	79,5	80,6	80,7
6	1	72,8		75,1	
6	5	81,2	81,5	83,8	83,9
6	10				

Hidrofone a 25 m					
Distância [milhas]	Frequência[kHz]	Fundo de Areia e SSP RD		Fundo seguindo Mapa Faciológico e SSP RD	
		TL - CHIRP 0,25s[dB]	TL - CHIRP 0,5s[dB]	TL - CHIRP 0,25s[dB]	TL - CHIRP 0,5s[dB]
3	1	69,4	69,5	69,9	70,0
3	5	81,3		81,6	
3	10	100,3	100,6	101,3	102,1
6	1	78,7		79,4	
6	5	97,3	97,5	97,6	97,7
6	10				

Realizou-se uma comparação dos resultados do experimento acústico com os resultados das simulações, através da análise da raiz do erro médio quadrático, do inglês RMSE para o hidrofone a 10 m de profundidade, tabela 9.

A raiz do erro médio quadrático refere-se à raiz média dos quadrados das diferenças entre os valores reais e os valores preditos em um conjunto de dados, o valor obtido está em unidade de nível de pressão sonora (dB).

Tabela 9: RMSE para o hidrofone de 10 m de profundidade.

RMSE [dB] para TL - CHIRP 0,25s					
Distância [milhas]	Frequência [kHz]	SSP RI		SSP RD	
		Fundo de Areia	Fundo segundo Mapa Faciológico	Fundo de Areia	Fundo segundo Mapa Faciológico
3	1	2,17	0,87	0,37	0,07
3	5	12,47	9,87	0,97	0,07
3	10	26,85	22,45	1,45	0,15
6	1	7,63	2,23	1,23	0,23
6	5	25,26	19,66	1,56	0,86
6	10				

RMSE [dB] para TL - CHIRP 0,5s					
Distância [milhas]	Frequência [kHz]	SSP RI		SSP RD	
		Fundo de Areia	Fundo segundo Mapa Faciológico	Fundo de Areia	Fundo segundo Mapa Faciológico
3	1	2,10	0,70	0,10	0,02
3	5	11,65	10,55	0,85	0,05
3	10	29,68	25,18	1,18	0,28
6	1	7,21	0,71	1,29	0,39
6	5				
6	10				

Fazendo uma interpretação dos resultados pode-se observar alguns padrões recorrentes em todos os conjuntos de simulações, que são:

- I. O primeiro padrão observado em todo o conjunto de resultados é que quanto menor a frequência dos sinais emitidos menor é o RMSE. Pode-se observar isso em todas as simulações, em ambas as distâncias de 3 e 6 milhas.
- II. O segundo padrão observado está em quanto mais refinado são os dados imputados no modelo, menor o RMSE para cada frequência.
- III. O terceiro padrão observado está em quanto menor a distância, menor o RMSE para cada frequência.

Através das análises foi possível também verificar que os dados quantitativos de RMSE associados as simulações com perfis de velocidade do som RI, são muito maiores que aos dados associados as simulações com perfis de velocidade do som RD. O que intuitivamente já se sabe, SSP RD representa com mais assertividade o meio pois carrega a variação da velocidade do som ao longo da seção para o cálculo da propagação (tabelas 10 e 11). No caso específico dessa comissão o CTD obteve dados de SSP a cada milha, então foi criada uma rotina que utilizou a variação do SSP ao longo da raia. Para o SSP RI foi utilizado um perfil médio dos perfis disponíveis para as simulações.

Outra comparação que podemos observar, é a relevância entre os dados de propriedades do fundo com os dados de perfis de velocidade do som. A diferença entre RMSE de dados comparados entre RI e RD, com mesmo tipo de fundo é maior que quando comparado o RMSE de dados comparados entre diferentes tipos de fundo com mesmo tipo de SSP. Então a comparação entre esses dois conjuntos de dados, o parâmetro SSP apresentou uma relevância maior que as propriedades do fundo (tabelas 10 e 11).

Tabela 10: Diferença entre SSP RI / SSP RD e Fundo de Areia e Mapa Faciológico, hidrofone a 10 m.

RMSE [dB] para TL - CHIRP 0,25s									
Distância [milhas]	Frequência [kHz]	SSP RI		SSP RD		Diferença - SSP RI e SSP RD		Diferença - Fundo de Areia e Mapa Faciológico	
		Fundo de Areia	Mapa Faciológico	Fundo de Areia	Mapa Faciológico	Fundo de Areia	Mapa Faciológico	SSP RI	SSP RD
3	1	2,17	0,87	0,37	0,07	1,80	0,80	1,30	0,30
3	5	12,47	9,87	0,97	0,07	11,50	9,80	2,60	0,90
3	10	26,85	22,45	1,45	0,15	25,40	22,30	4,40	1,30
6	1	7,63	2,23	1,23	0,23	6,40	2,00	5,40	1,00
6	5	25,26	19,66	1,56	0,86	23,70	18,80	5,60	0,70
6	10								

RMSE [dB] para TL - CHIRP 0,5s									
Distância [milhas]	Frequência [kHz]	SSP RI		SSP RD		Diferença entre SSP RI e SSP RD		Diferença - Fundo de Areia e Mapa Faciológico	
		Fundo de Areia	Mapa Faciológico	Fundo de Areia	Mapa Faciológico	Fundo de Areia	Mapa Faciológico	SSP RI	SSP RD
3	1	2,10	0,70	0,10	0,02	2,00	0,69	1,40	0,09
3	5	11,65	10,55	0,85	0,05	10,80	10,50	1,10	0,80
3	10	29,68	25,18	1,18	0,28	28,50	24,90	4,50	0,90
6	1	7,21	0,71	1,29	0,39	5,92	0,32	6,50	0,90
6	5					0,00	0,00	0,00	0,00
6	10								

Tabela 11: Diferença entre SSP RI / SSP RD e Fundo de Areia e Mapa Faciológico, hidrofone a 25 m.

RMSE [dB] para TL - CHIRP 0,25s									
Distância [milhas]	Frequência [kHz]	SSP RI		SSP RD		Diferença entre SSP RI e SSP RD		Diferença - Fundo de Areia e Mapa Faciológico	
		Fundo de Areia	Mapa Faciológico	Fundo de Areia	Mapa Faciológico	Fundo de Areia	Mapa Faciológico	SSP RI	SSP RD
3	1	2,51	1,01	0,31	0,19	2,20	0,82	1,50	0,12
3	5	6,76	5,36	0,56	0,21	6,20	5,15	1,40	0,35
3	10	21,74	20,34	0,64	0,26	21,10	20,09	1,40	0,39
6	1	6,82	4,52	0,92	0,21	5,90	4,31	2,30	0,71
6	5	17,15	14,18	1,05	0,75	16,10	13,43	2,97	0,30
6	10								

RMSE [dB] para TL - CHIRP 0,5s									
Distância [milhas]	Frequência [kHz]	SSP RI		SSP RD		Diferença entre SSP RI e SSP RD		Diferença - Fundo de Areia e Mapa Faciológico	
		Fundo de Areia	Mapa Faciológico	Fundo de Areia	Mapa Faciológico	Fundo de Areia	Mapa Faciológico	SSP RI	SSP RD
3	1	2,48	0,98	0,43	0,12	2,05	0,86	1,50	0,55
3	5								
3	10	23,41	22,21	2,31	0,81	21,10	21,40	1,20	19,90
6	1	16,48	14,08	0,48	0,28	16,00	13,80	2,40	13,60
6	5								
6	10								

Um ponto a se considerar é que durante o processamento de sinais não foi possível recuperar alguns valores de nível de pressão acústica para os CHIRP de 0,25s em 10 kHz e 0,5s em 5 e 10 kHz (6 milhas), mesmo aumentando o *threshold* nos resultados de correlação cruzada, mesmo assim não se constatou comprometimento na observação dos mesmos padrões.

Para melhor visualizar os padrões que foram listados anteriormente, representou-se graficamente a tabela 9, para hidrofone a 10 m de profundidade (figuras 38 a 45).

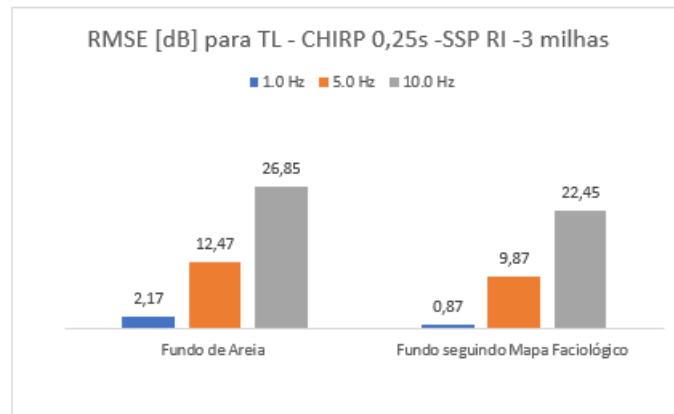


Figura 38: RMSE - 3 milhas - SSP RI - CHIRP 0,25s.

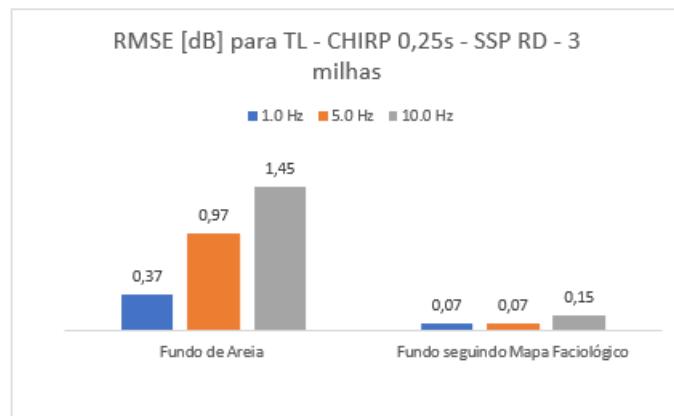


Figura 39: RMSE - 3 milhas - SSP RD - CHIRP 0,25s.

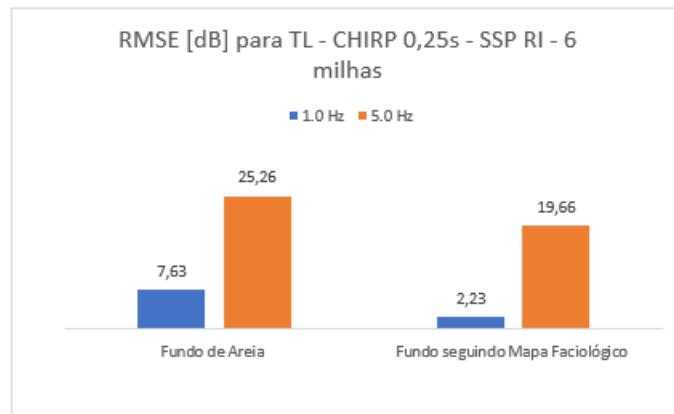


Figura 40: RMSE - 6 milhas - SSP RI - CHIRP 0,25s.

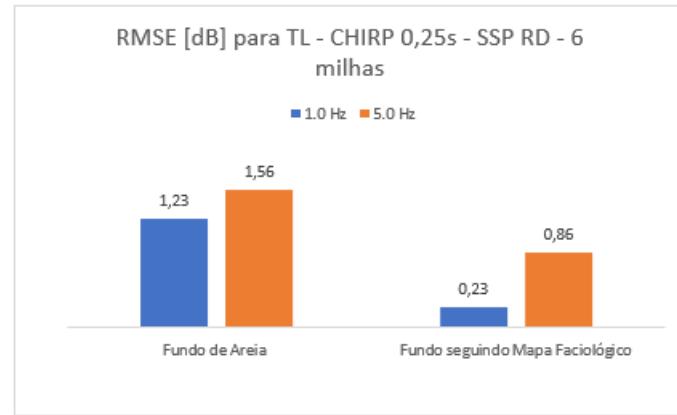


Figura 41: RMSE - 6 milhas - SSP RD - CHIRP 0,25s.

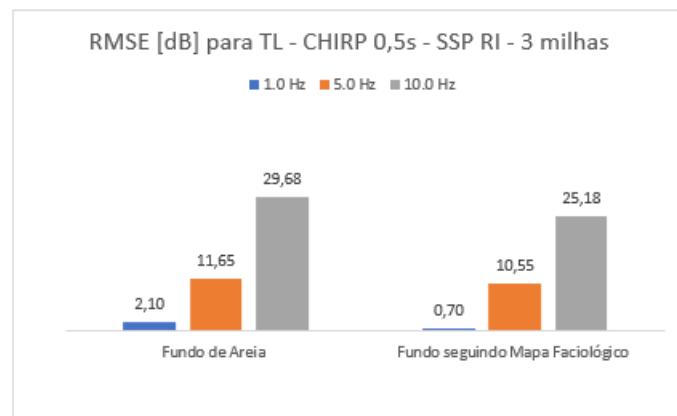


Figura 42: RMSE - 3 milhas - SSP RI - CHIRP 0,5s.

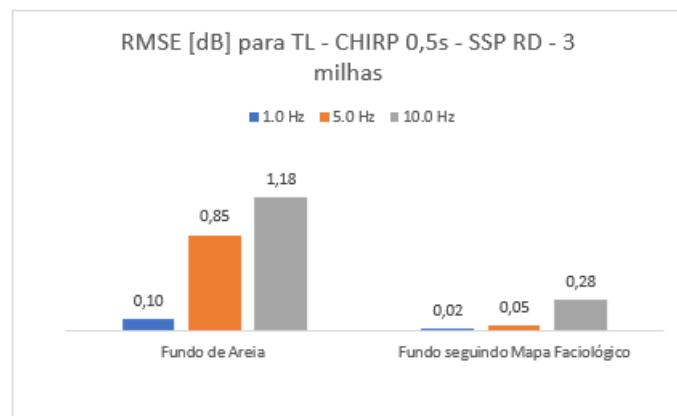


Figura 43: RMSE - 3 milhas - SSP RD - CHIRP 0,5s.

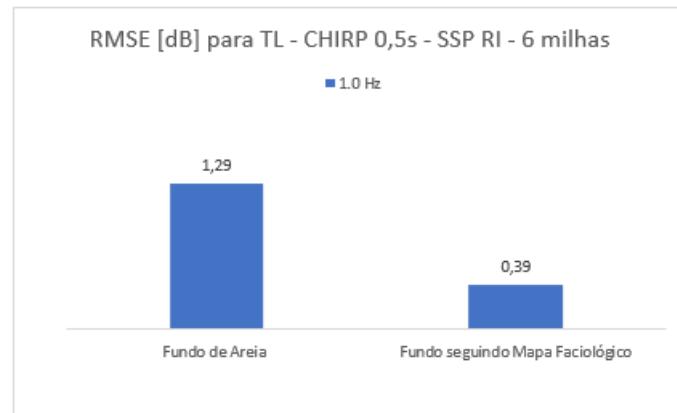


Figura 44: RMSE - 6 milhas - SSP RI - CHIRP 0,5s.

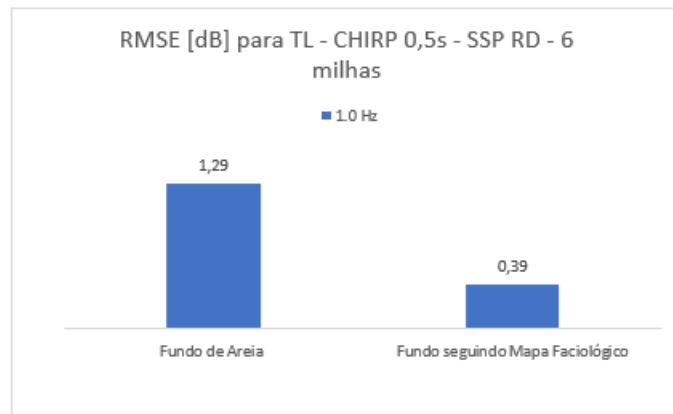


Figura 45: RMSE - 6 milhas - SSP RD - CHIRP 0,5s.

A comparação dos resultados do experimento acústico com os resultados de simulações é mostrada na tabela 12, para a diferença do RMSE, em relação ao hidrofone a 25 m de profundidade.

Tabela 12: RMSE para o hidrofone de 25 m de profundidade.

		RMSE [dB] para TL - CHIRP 0,25s			
Distância [milhas]	Frequência [kHz]	SSP RI		SSP RD	
		Fundo de Areia	Fundo seguindo Mapa Faciológico	Fundo de Areia	Fundo seguindo Mapa Faciológico
3	1	2,51	1,01	0,31	0,19
3	5	6,76	5,36	0,56	0,21
3	10	21,74	20,34	0,64	0,26
6	1	6,82	4,52	0,92	0,21
6	5	17,15	14,18	1,05	0,75
6	10				

		RMSE [dB] para TL - CHIRP 0,5s			
Distância [milhas]	Frequência [kHz]	SSP RI		SSP RD	
		Fundo de Areia	Fundo seguindo Mapa Faciológico	Fundo de Areia	Fundo seguindo Mapa Faciológico
3	1	2,48	0,98	0,43	0,12
3	5				
3	10	23,41	22,21	2,31	0,81
6	1				
6	5	16,48	14,08	0,48	0,28
6	10				

A seguir as figuras 46 a 53 representam graficamente os padrões de RMSE apresentados na tabela 10, para hidrofones a 25m de profundidade.

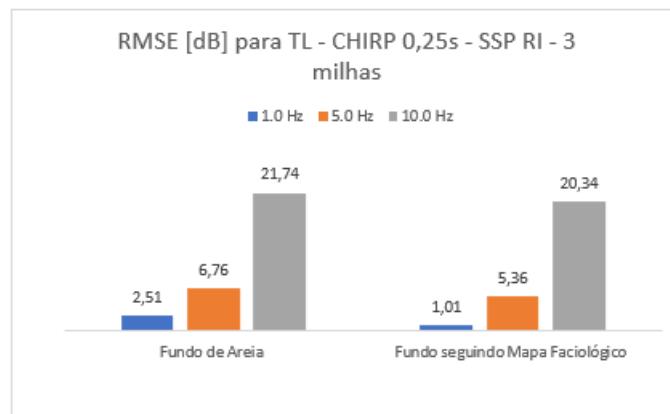


Figura 46: RMSE - 3 milhas - SSP RI - CHIRP 0,25s.

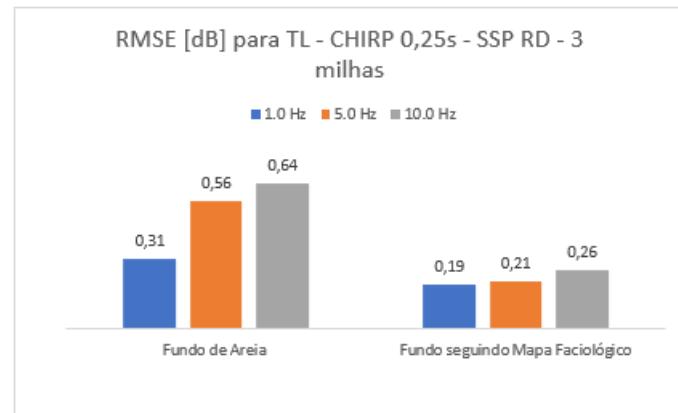


Figura 47: RMSE - 3 milhas - SSP RD - CHIRP 0,25s.

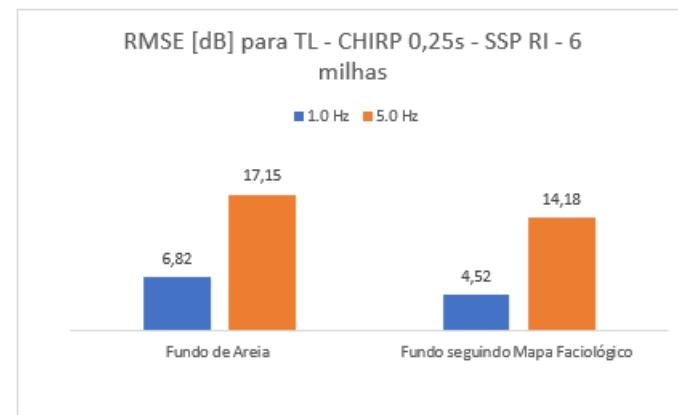


Figura 48: RMSE - 6 milhas - SSP RI - CHIRP 0,25s.

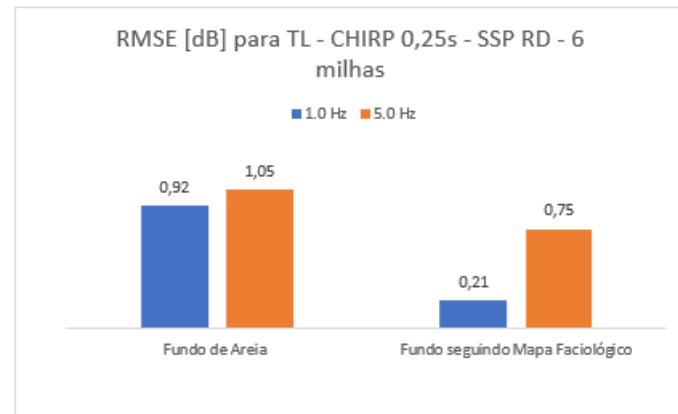


Figura 49: RMSE - 6 milhas - SSP RD - CHIRP 0,25s.

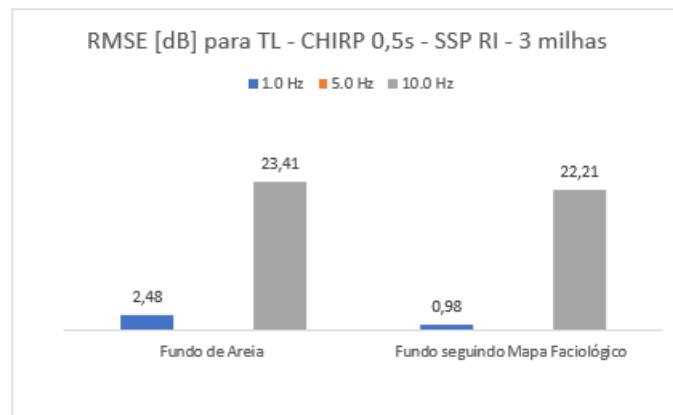


Figura 50: RMSE - 3 milhas - SSP RI - CHIRP 0,5s.

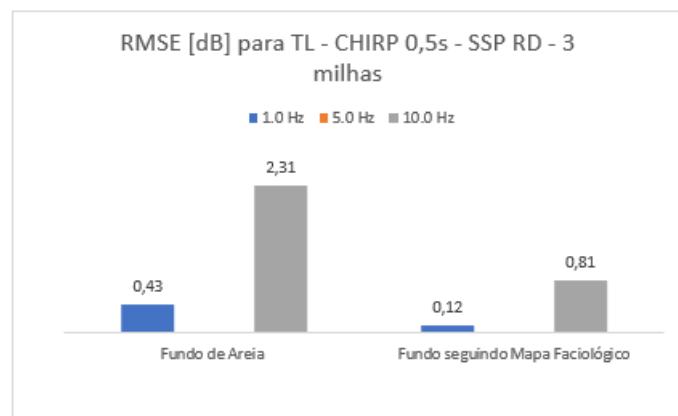


Figura 51: RMSE - 3 milhas - SSP RD - CHIRP 0,5s.

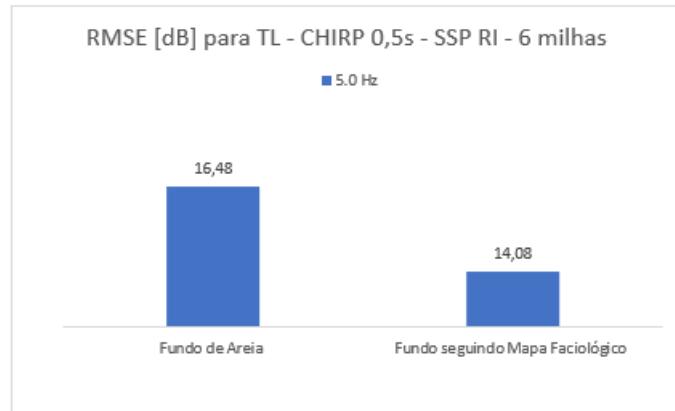


Figura 52: RMSE - 6 milhas - SSP RI - CHIRP 0,5s.

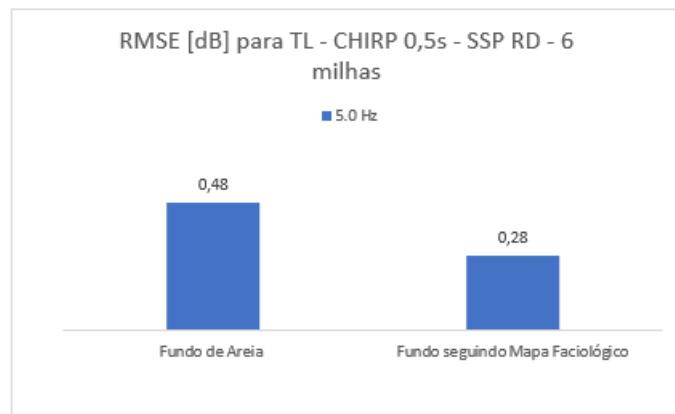


Figura 53: RMSE - 6 milhas - SSP RD - CHIRP 0,5s.

Para o hidrofone a 25 m de profundidade, observou-se os mesmos padrões encontrados para o hidrofone de 10 m. Um ponto a se considerar é que durante o processamento de sinais não foi possível recuperar alguns valores de nível de pressão acústica para os CHIRP de 0,25s em 10 kHz e 0,5s em 5 (3 milhas), 1 e 10 kHz (6 milhas), mesmo aumentando o *threshold* nos resultados de correlação cruzada, mesmo assim não se constatou comprometimento na observação dos mesmos padrões.

6.1 Resultados Gráficos de Simulações no TRACEO

Os resultados gráficos são importantes, pois possibilitam visualizar melhor o fenômeno da ressurgência e os efeitos causados pelas variações das propriedades do fundo, ao longo de

todo meio. As figuras 54 a 57 apresentam as simulações para fundo de areia e variando o perfil de velocidade do som RI e RD.

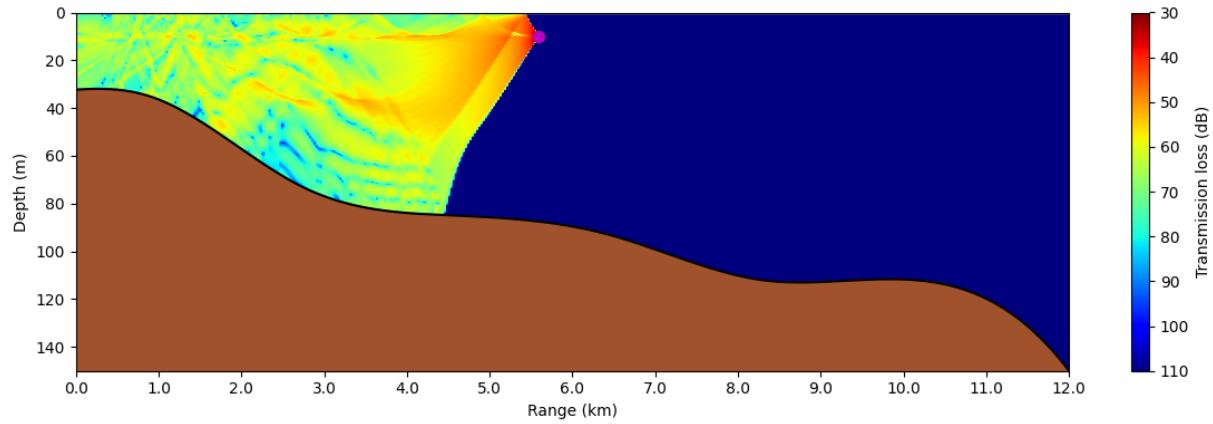


Figura 54 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RI, frequência 1kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

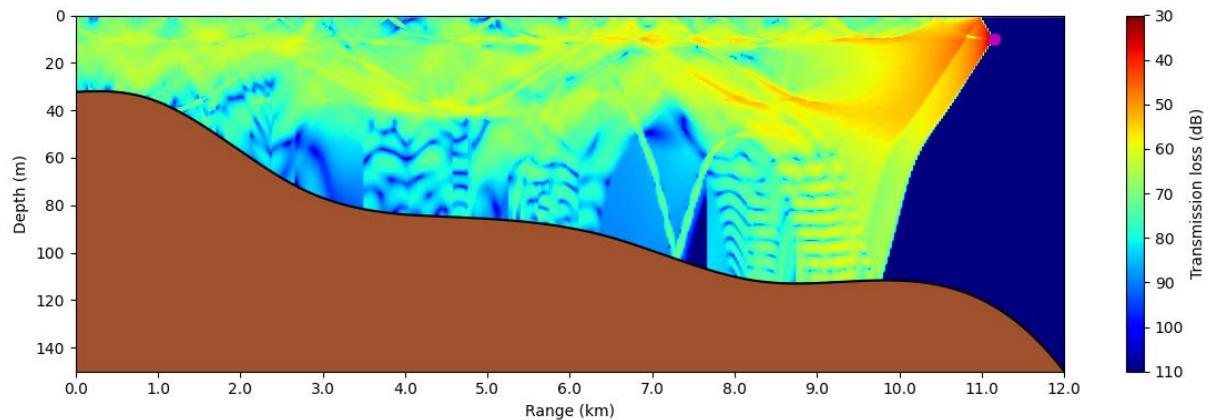


Figura 55 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RI, frequência 1kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

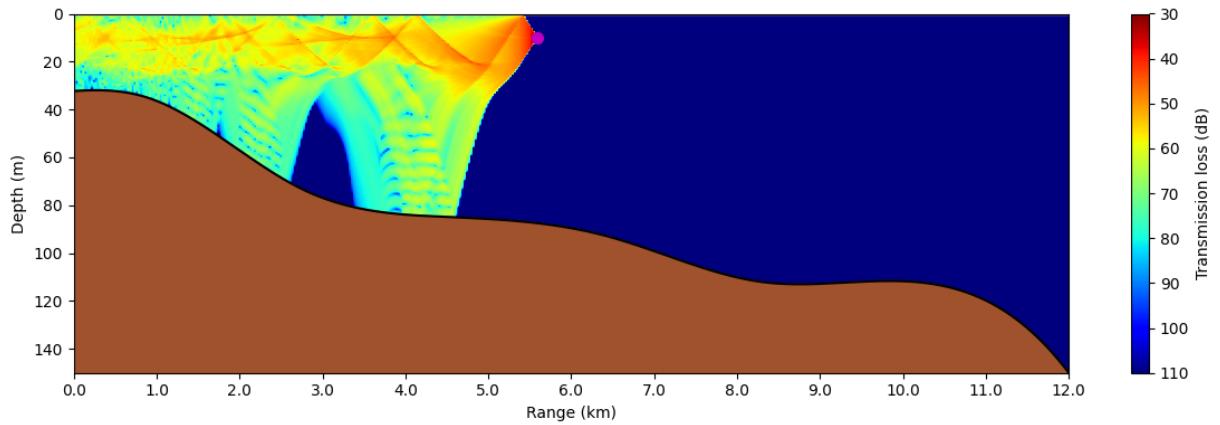


Figura 56 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RD, frequência 1kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

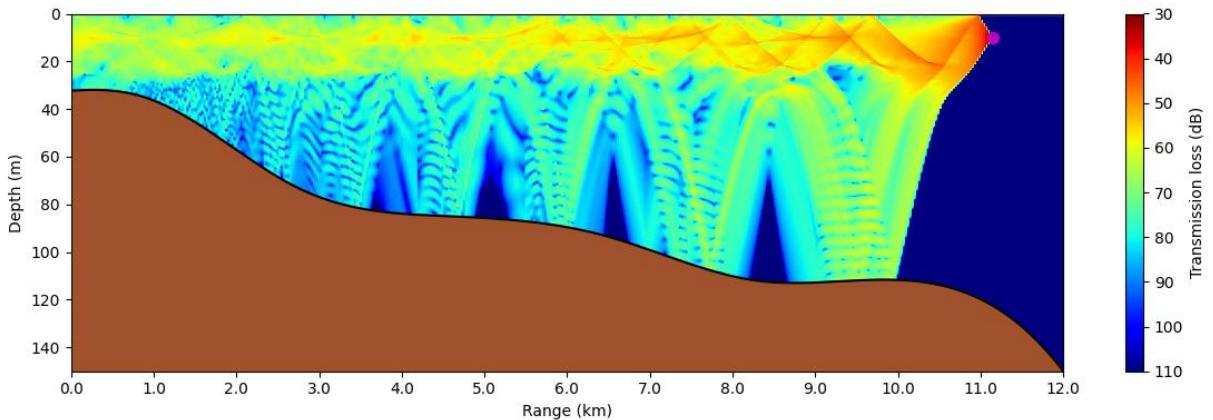


Figura 57 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RD, frequência 1kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

Com esse primeiro conjunto de dados foi possível observar diferenças importantes entre o SSP RI e o SSP RD, com o mesmo fundo de areia. A primeira observação importante está na formação de zonas de sombra na simulação com SSP RD, fato que não foi possível ser observado na simulação com SSP RI. O segundo ponto a ser observado no SSP RD, são as formações de canais de superfície demarcados, tanto na simulação de 3 milhas, como na de 6 milhas. Fato que não fica evidente na simulação com SSP RI.

Então foi possível promover o segundo conjunto de simulações seguindo o mapa faciológico que foi definido através da inversão acústica, figura 58 a 61:

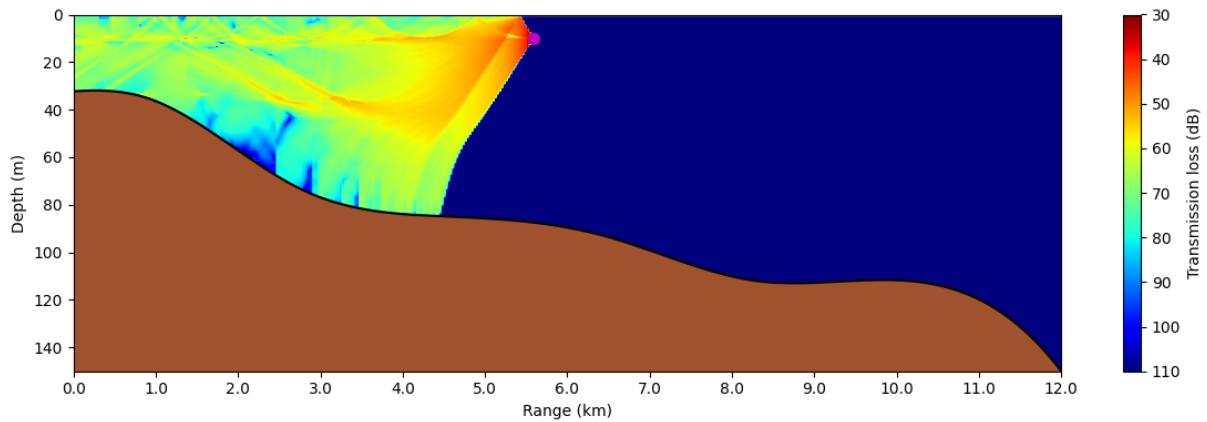


Figura 58 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RI, frequência 1kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

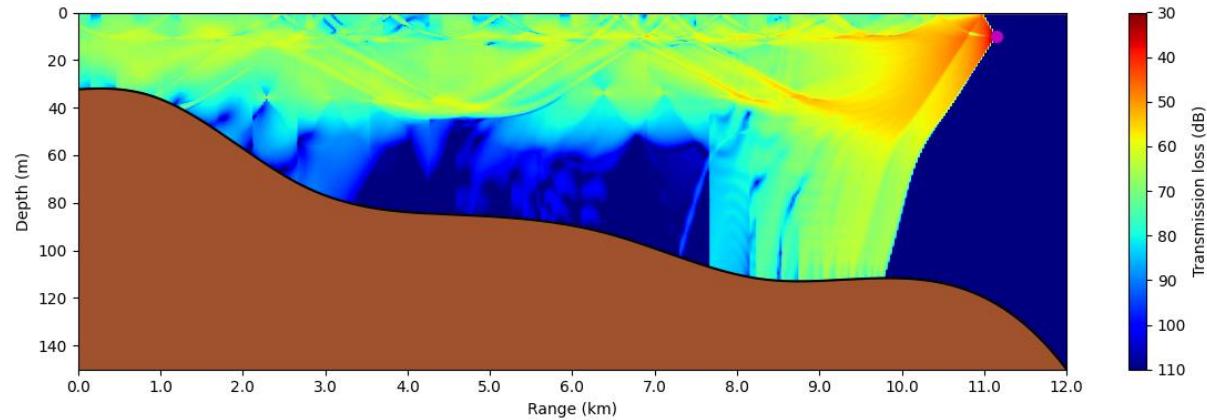


Figura 59 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RI, frequência 1kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

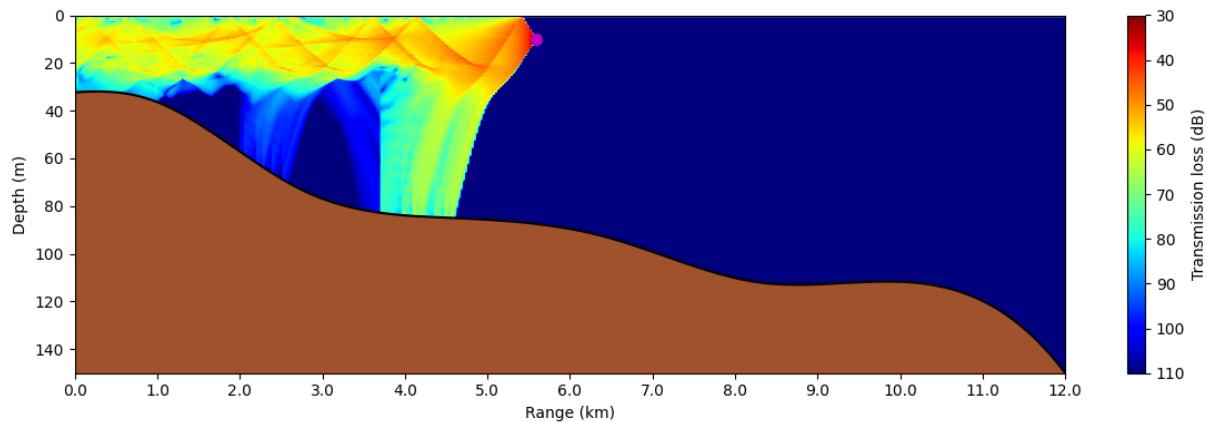


Figura 60 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RD, frequência 1kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

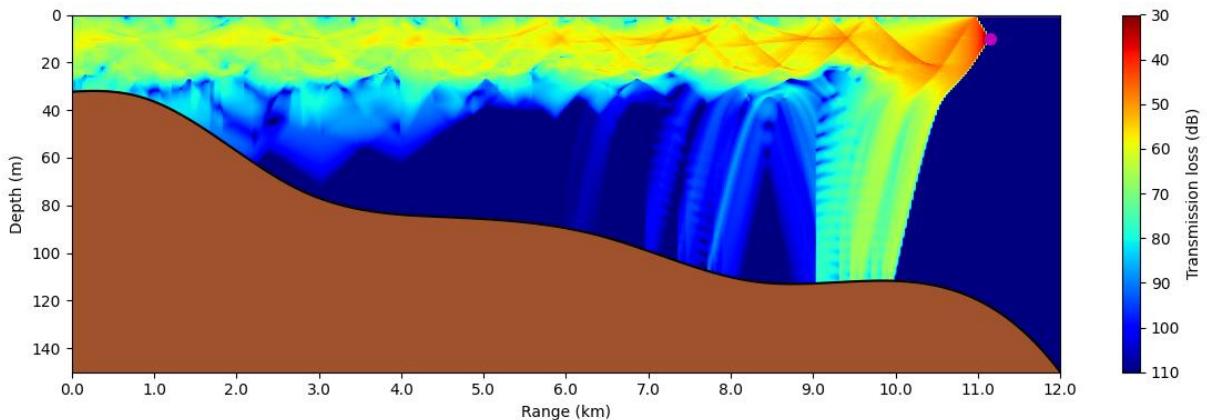


Figura 61 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RD, frequência 1kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

Com a simulação seguindo o mapa facilógico, ficou mais evidente a formação de uma única grande zona de sombra na simulação com SSP RD ficou mais evidente, fato que também foi possível ser observado na simulação com SSP RI. As formações de canais de superfície ficaram mais evidentes no SSP RD e apareceram no SSP RI também.

Para as demais simulações que foram realizadas, variando a frequência para 5 kHz (figura 62 a 69) e 10 kHz (figura 70 a 77), as observações feitas para a frequência de 1kHz mantiveram-se, a única diferença é que as perdas na transmissão são maiores, como se espera.

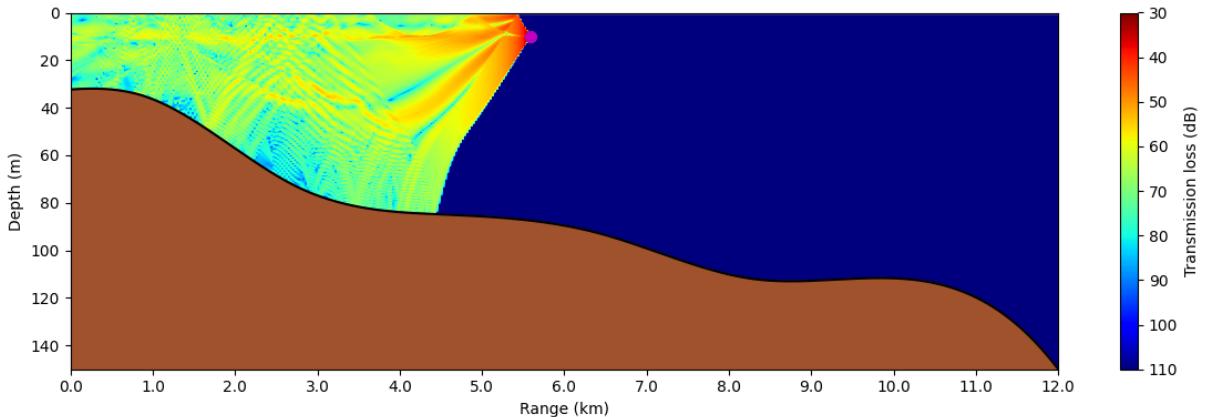


Figura 62 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RI, frequência 5kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

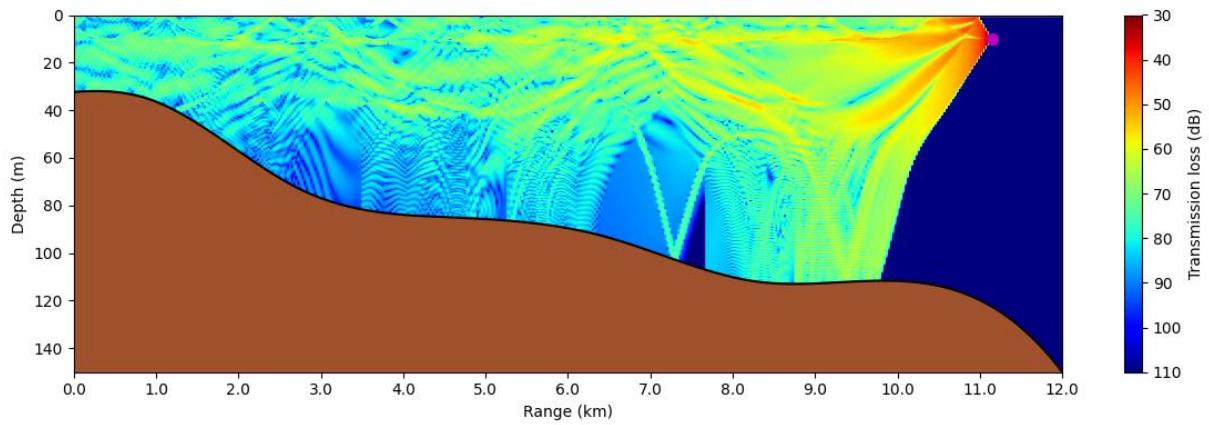


Figura 63 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RI, frequência 5kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

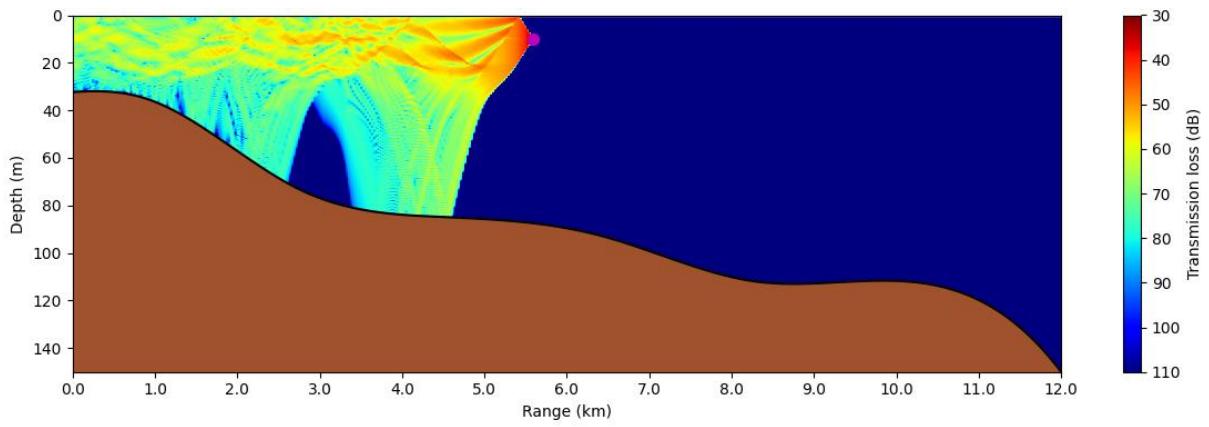


Figura 64 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RD, frequência 5kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

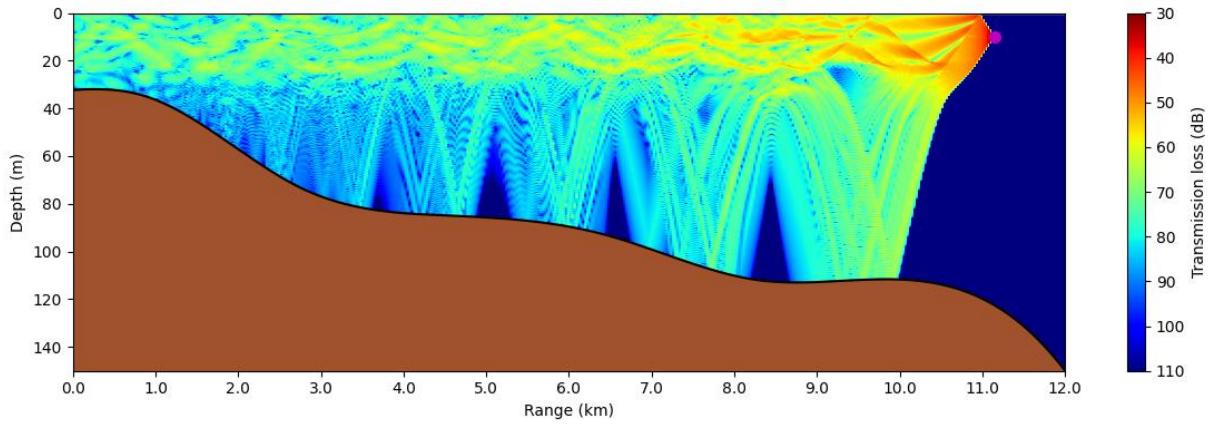


Figura 65 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RD, frequência 5kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

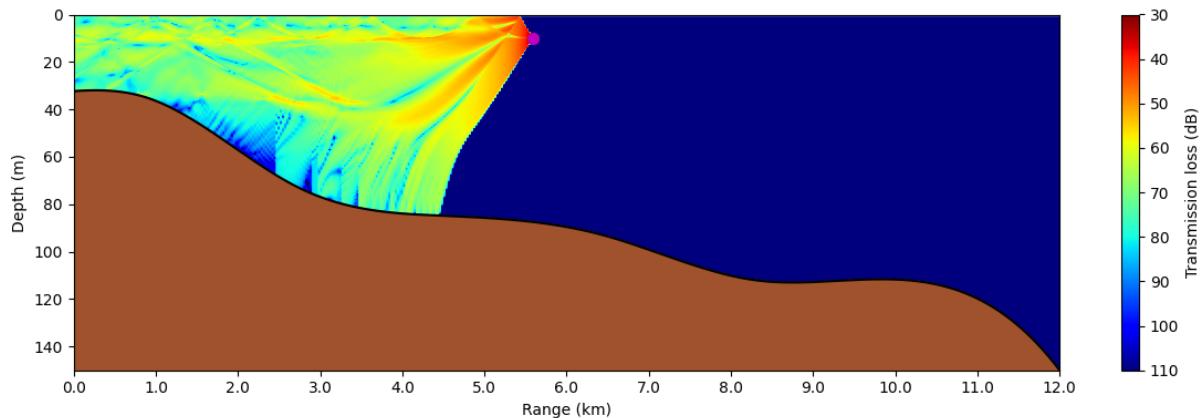


Figura 66 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RI, frequência 5kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

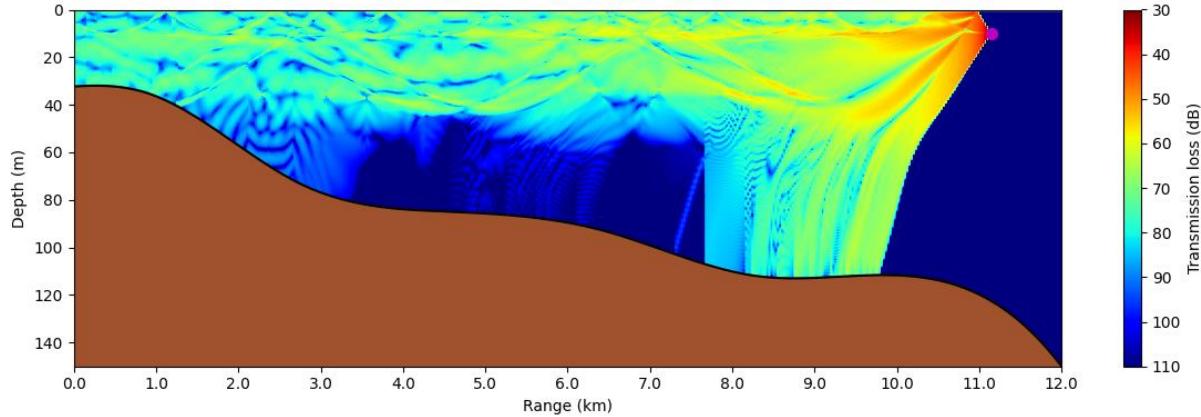


Figura 67 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RI, frequência 5kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

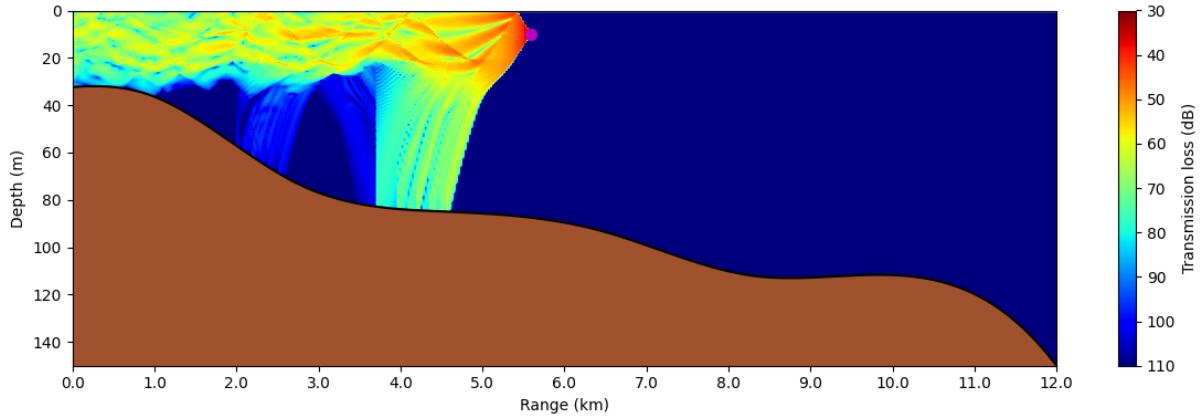


Figura 68 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RD, frequência 5kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

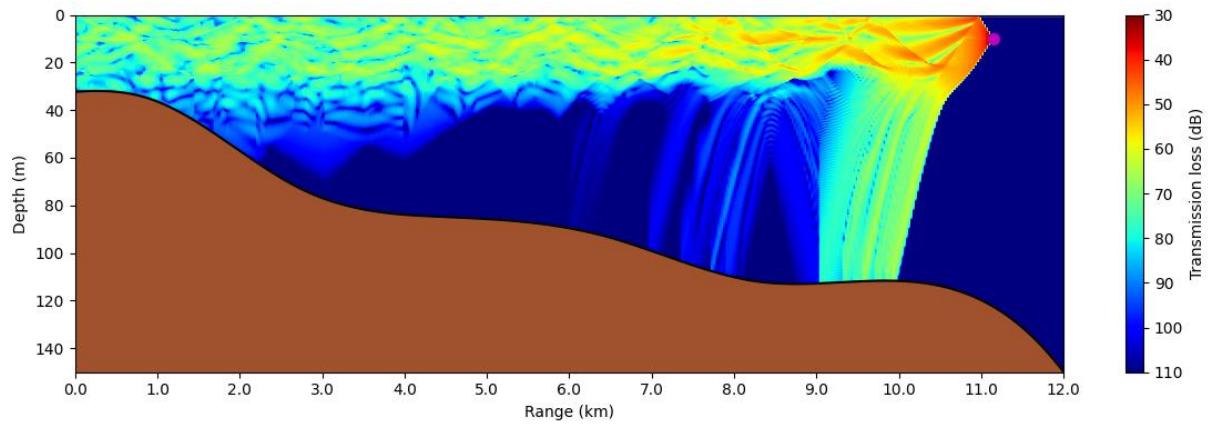


Figura 69 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RD, frequência 5kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

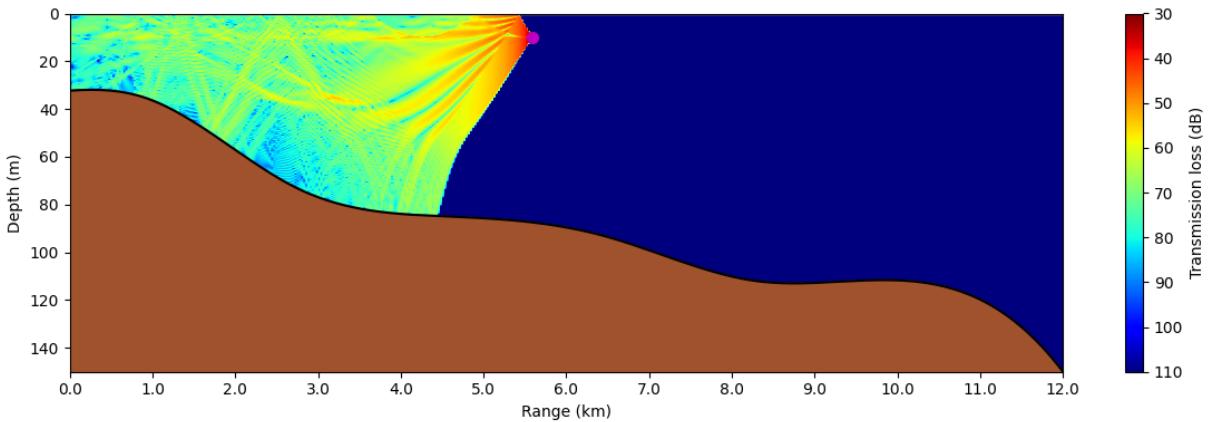


Figura 70 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RI, frequência 10kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

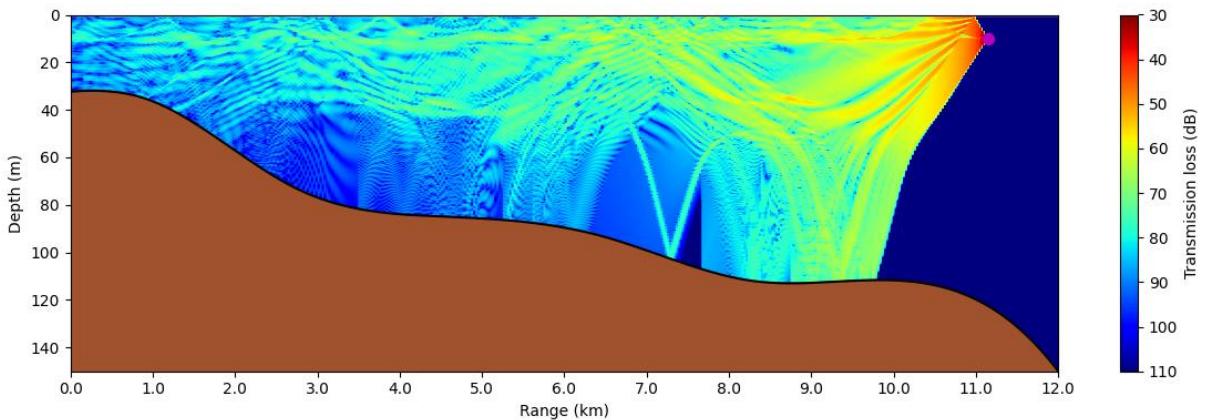


Figura 71 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RI, frequência 10kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

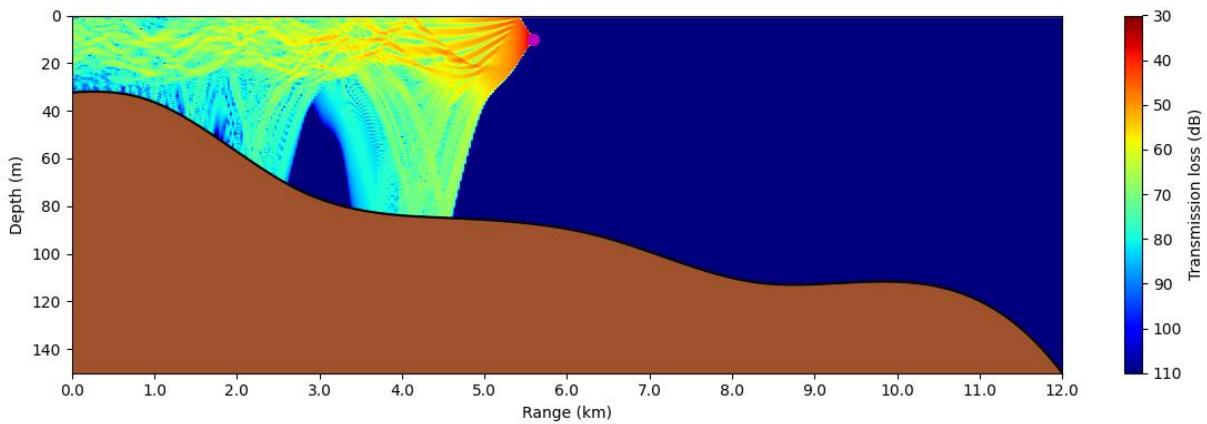


Figura 72 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RD, frequência 10kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

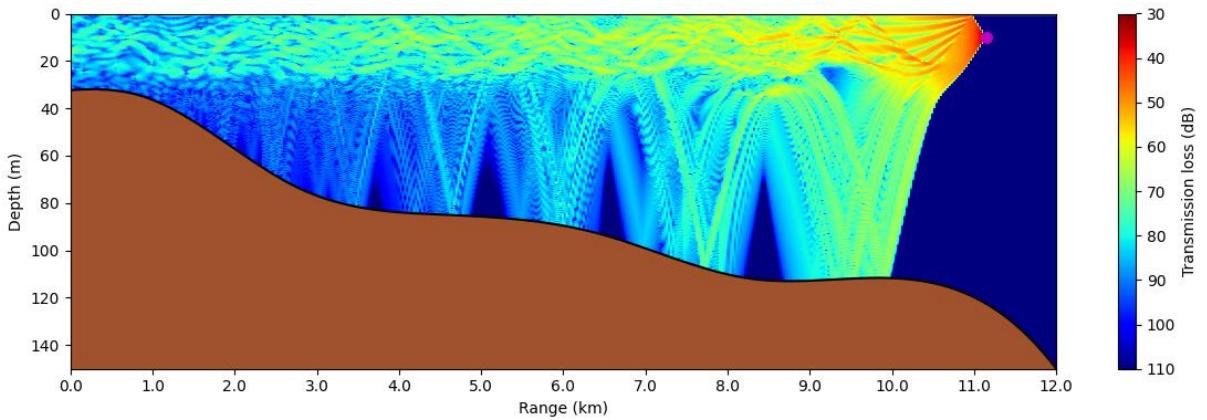


Figura 73 : Resultado gráfico da simulação para fundo de areia e SSP RD, frequência 10kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

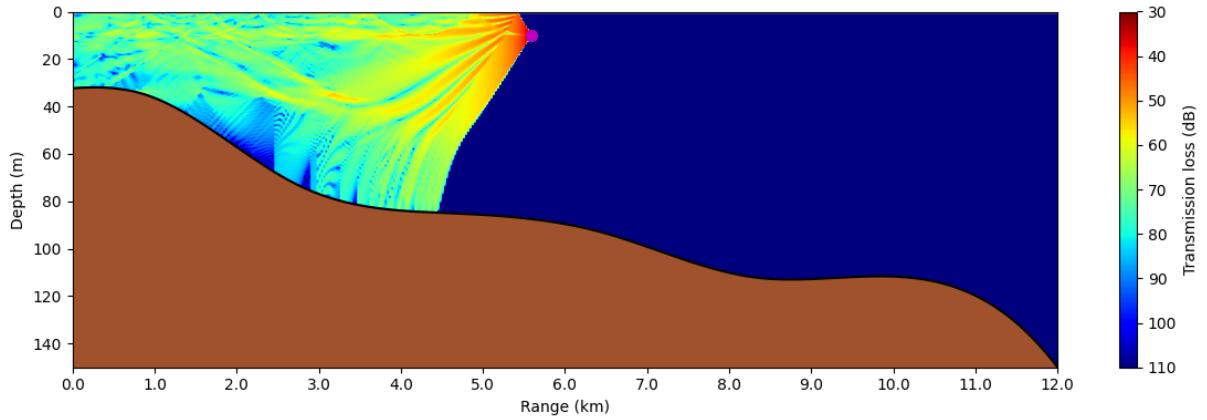


Figura 74 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RI, frequência 10kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

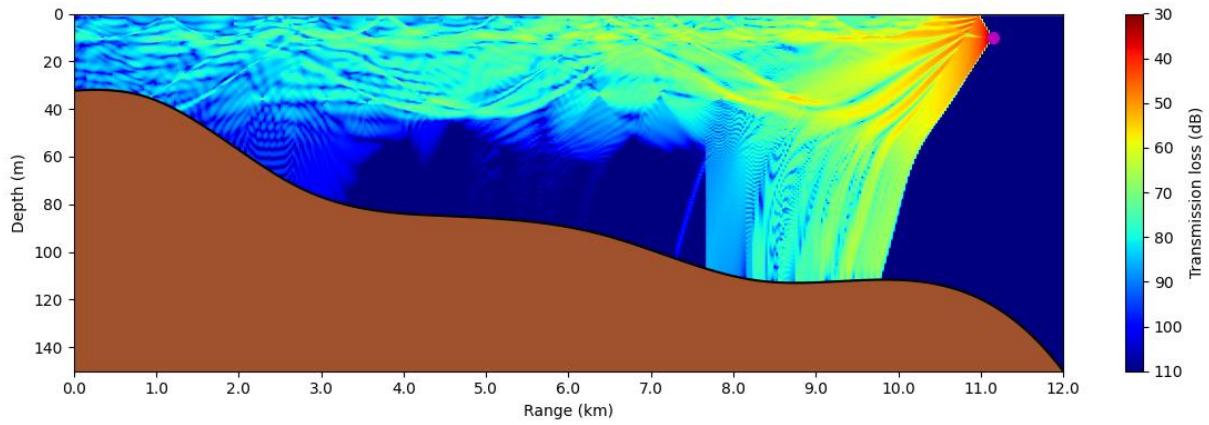


Figura 75 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RI, frequência 10kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

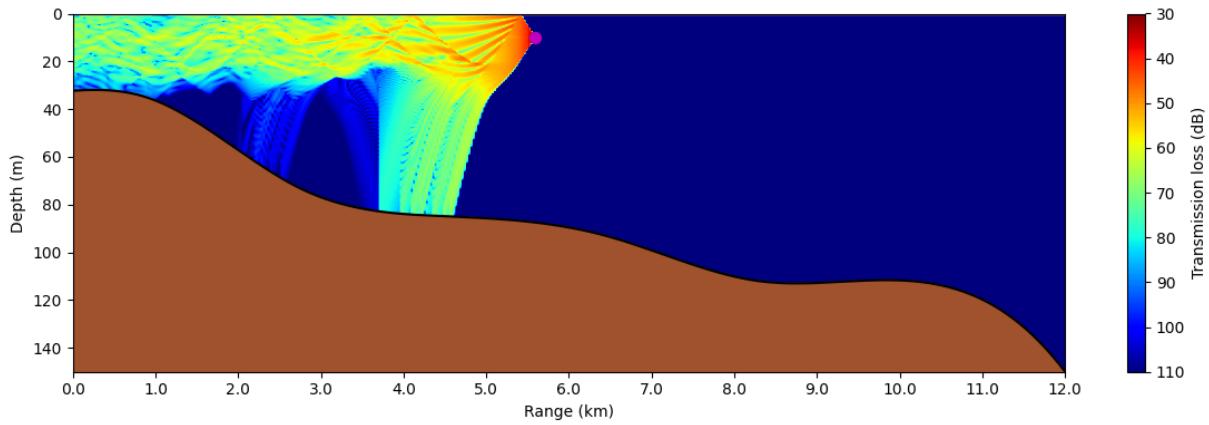


Figura 76 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RD, frequência 10kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

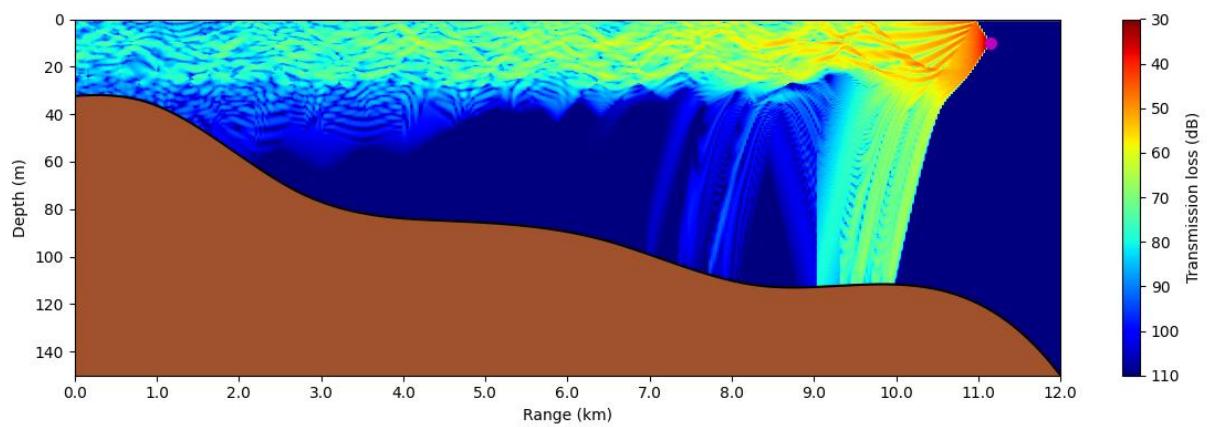


Figura 77 : Resultado gráfico da simulação para fundo seguindo o mapa faciológico e SSP RD, frequência 10kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

Simulações com SSP ISO de 1500m/s, foram feitas para mostrar a diferença dos perfis com a presença de ressurgência, e sem ressurgência. Sendo esse um caso hipotético, com um SSP com uma homogeneidade até o fundo.

A principal diferença marcante observada está na região de sombra que se forma no perfil de velocidade com presença de ressurgência, pois no final da camada de mistura ocorre uma mudança abrupta do SSP o que implica em uma mudança de direção dos raios sonoros direcionando-os para baixo e por consequência dessa condição oceanográfica forma-se também um canal de superfície, aprisionando os raios até o limite da camada de mistura. Essa condição não ocorre no exemplo simulado onde o perfil é de um perfil de isovelocidade do som, figura 78 a 81.

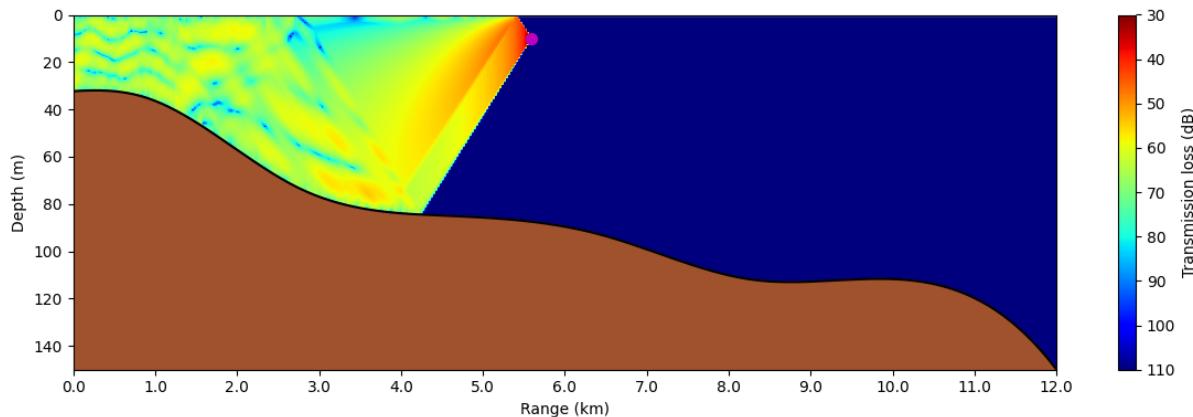


Figura 78 : Resultado para fundo de areia e SSP ISO 1500 m/s e fonte a 3 milhas, com frequência de 1 kHz.

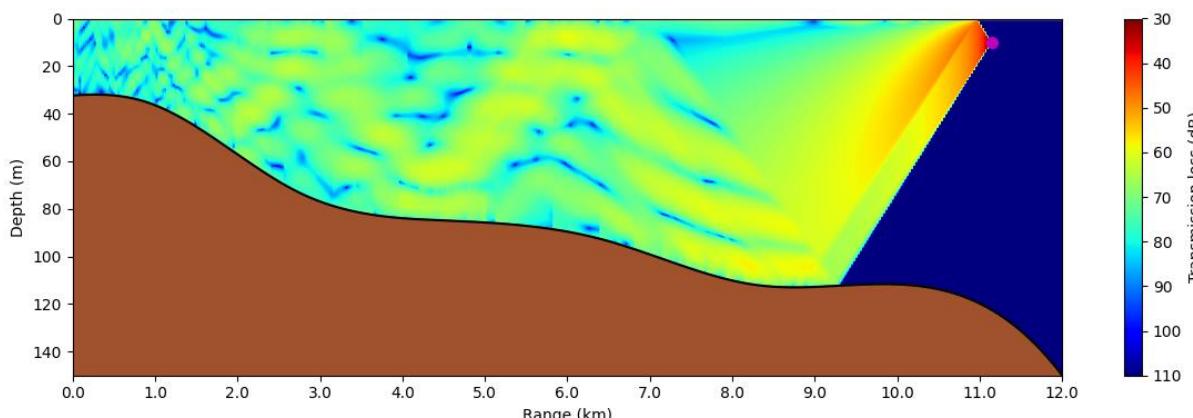


Figura 79 : Resultado para fundo de areia e SSP ISO 1500 m/s e fonte a 6 milhas, com frequência de 1 kHz.

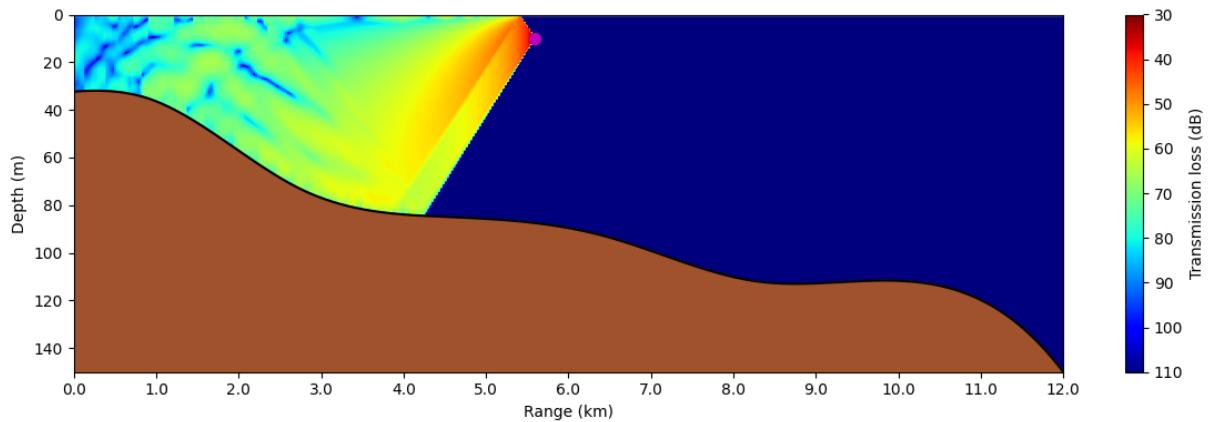


Figura 80 : Resultado para fundo seguindo mapa faciológico e SSP ISO 1500 m/s e fonte a 3 milhas, com frequência de 1 kHz.

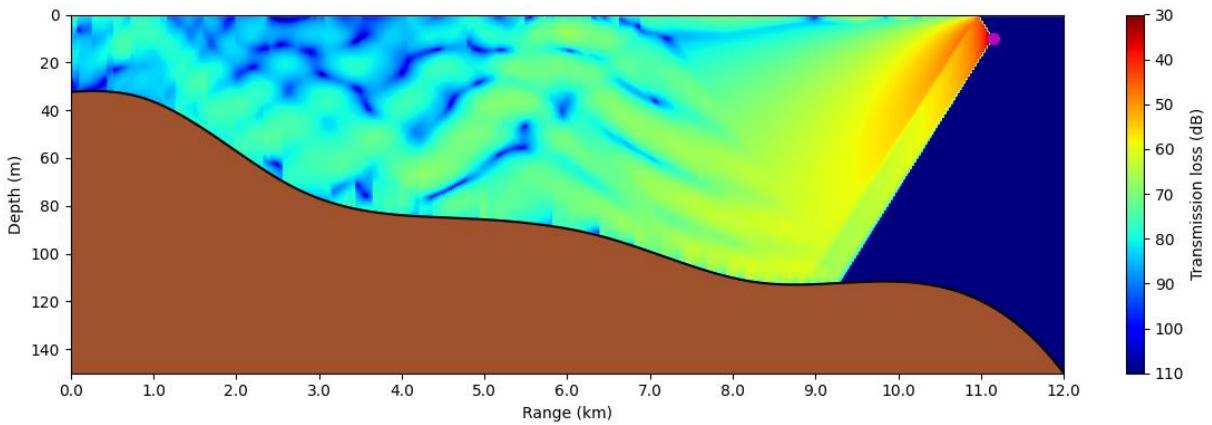


Figura 81 : Resultado para fundo seguindo mapa faciológico e SSP ISO 1500 m/s e fonte a 6 milhas, com frequência de 1 kHz.

Pode-se finalmente gerar os mapas de probabilidade de detecção sonar para as emissões de 1 kHz, 5 kHz e 10 kHz, usando os resultados de TL das simulações usando mapa faciológico do fundo e SSP RD, figura 82 a 87.

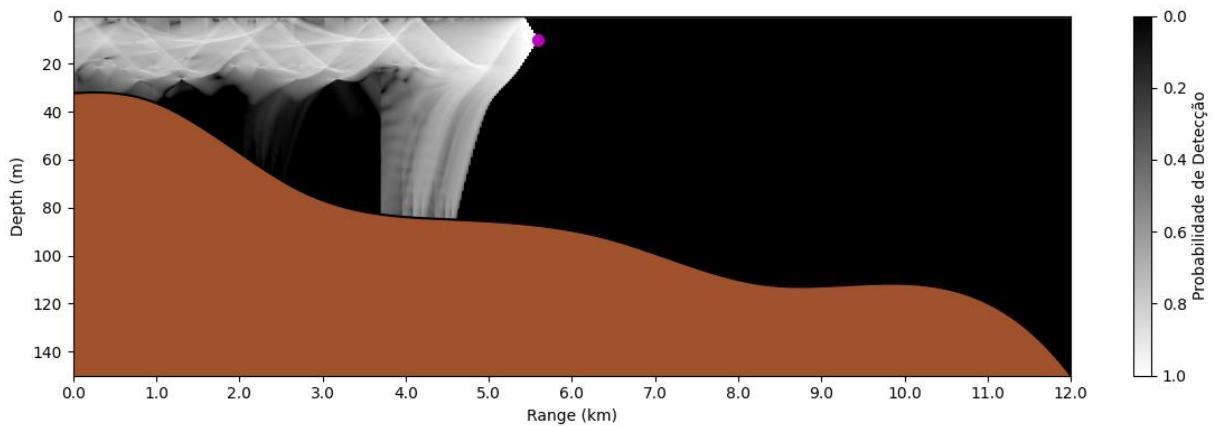


Figura 82 : Os resultados obtidos são mapas de probabilidade de detecção sonar com o mapa faciológico e SSP RD, frequência 1 kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

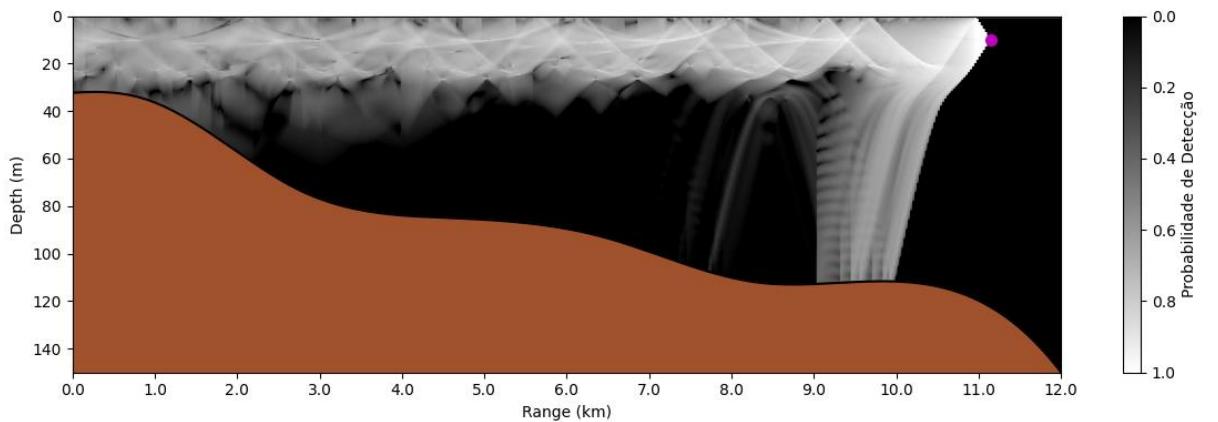


Figura 83 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o mapa faciológico e SSP RD, frequência 1 kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

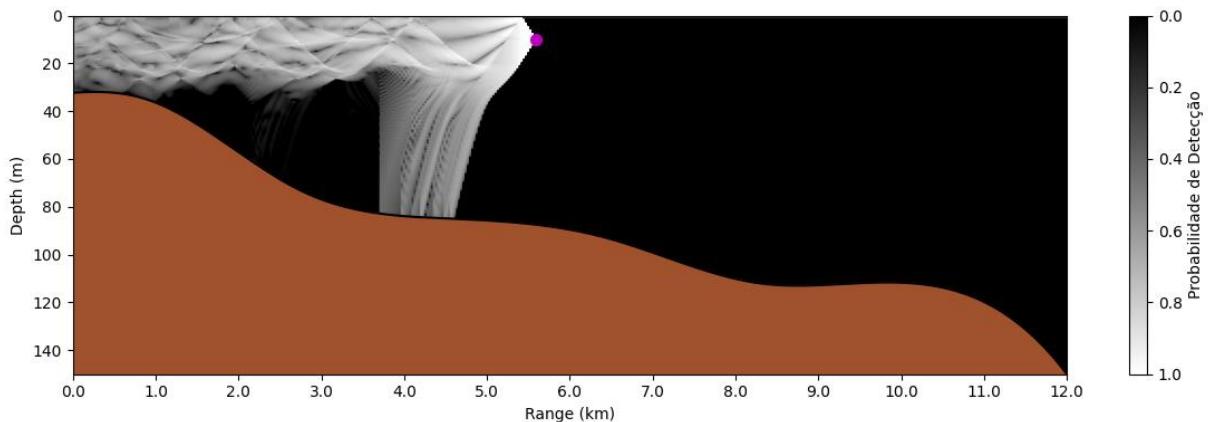


Figura 84 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o mapa faciológico e SSP RD, frequência 5 kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

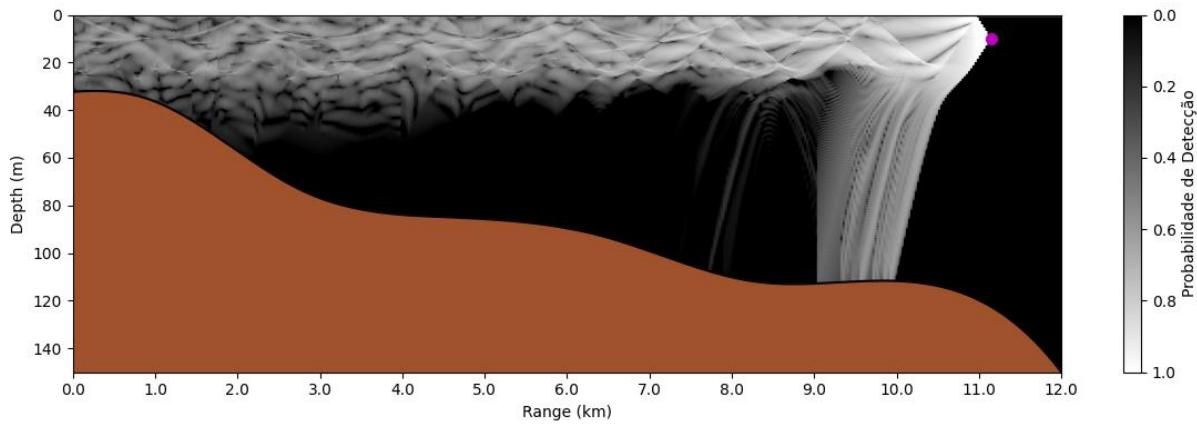


Figura 85 : Mapa de probabilidade de detecção com o mapa faciológico e SSP RD, frequência 5 kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

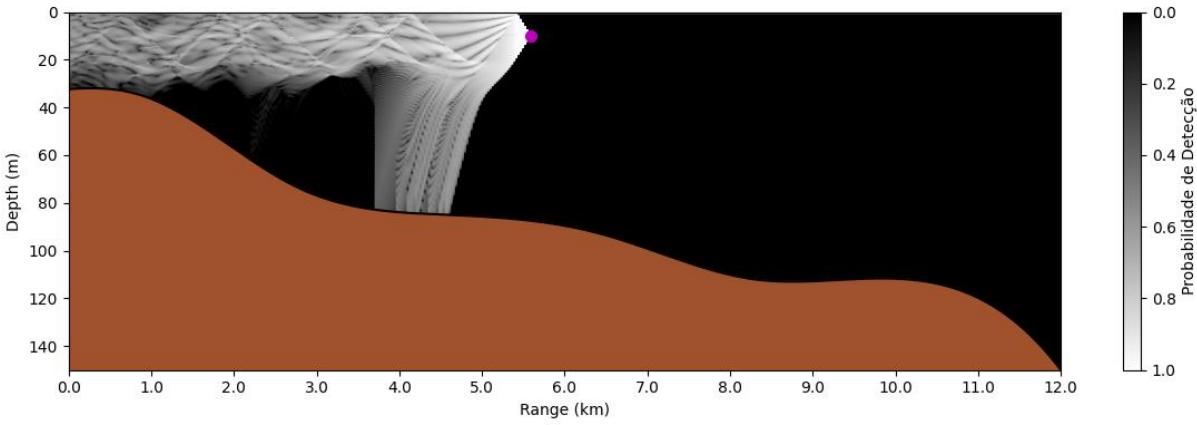


Figura 86 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o mapa faciológico e SSP RD, frequência 10 kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

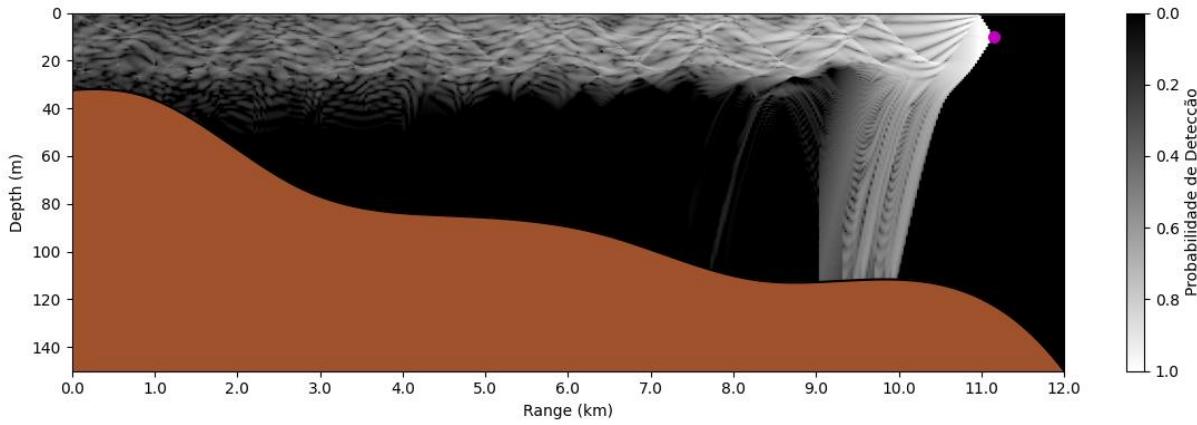


Figura 87 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o mapa faciológico e SSP RD, frequência 10 kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

A partir da análise dos mapas fornecidos (figura 79 a 84), torna-se evidente a existência de uma zona de sombra claramente delineada, na qual a detecção do alvo é comprometida ou possui baixa probabilidade de ocorrência, chegando a 0%. Essa distribuição espacial da zona de sombra mostra uma clara dependência em relação ao padrão espacial do Nível de Perda (TL), conforme discutido detalhadamente, na metodologia. Esse efeito de redução na probabilidade de detecção é atribuído ao intenso padrão de perda do sinal acústico gerado pelo gradiente térmico associado à ressurgência. Vale ressaltar que tal efeito foi observado em todas as frequências analisadas, sendo mais pronunciado nas frequências mais baixas (1 kHz, 5 kHz e 10 kHz).

Utilizando o cenário de TL de isovelocidade para a coluna d'água (1500 m/s) para o mesmo cenário. O mapa resultante da probabilidade de detecção para o cenário ISO está apresentado nas figuras 88 a 93. Essa análise reforça a influência significativa do padrão de perda acústica associada à ressurgência na probabilidade de detecção de alvos submarinos.

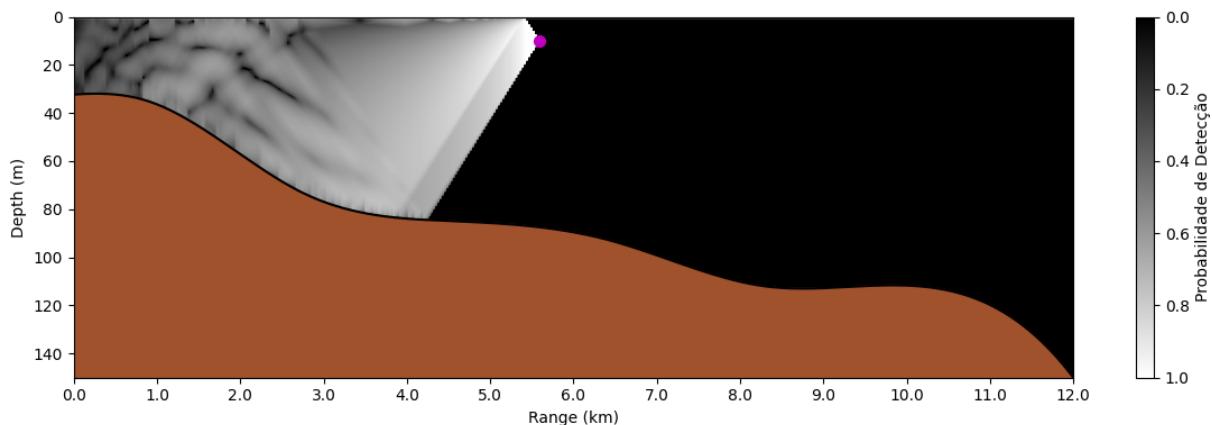


Figura 88 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o fundo seguindo mapa faciológico e SSP ISO 1500 m/s, frequência 1 kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

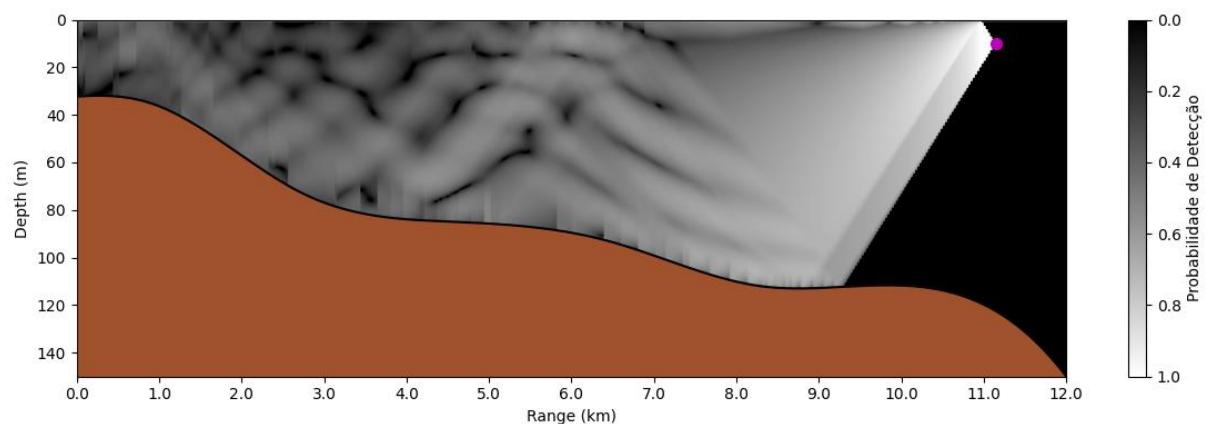


Figura 89 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o fundo seguindo mapa faciológico e SSP ISO 1500 m/s, frequência 1 kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

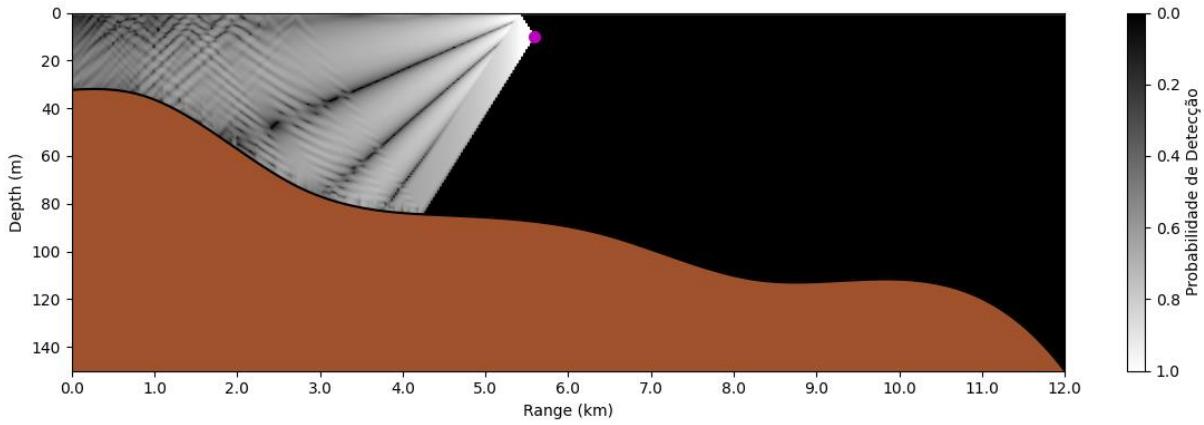


Figura 90 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o fundo seguindo mapa faciológico e SSP ISO 1500 m/s, frequência 5 kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

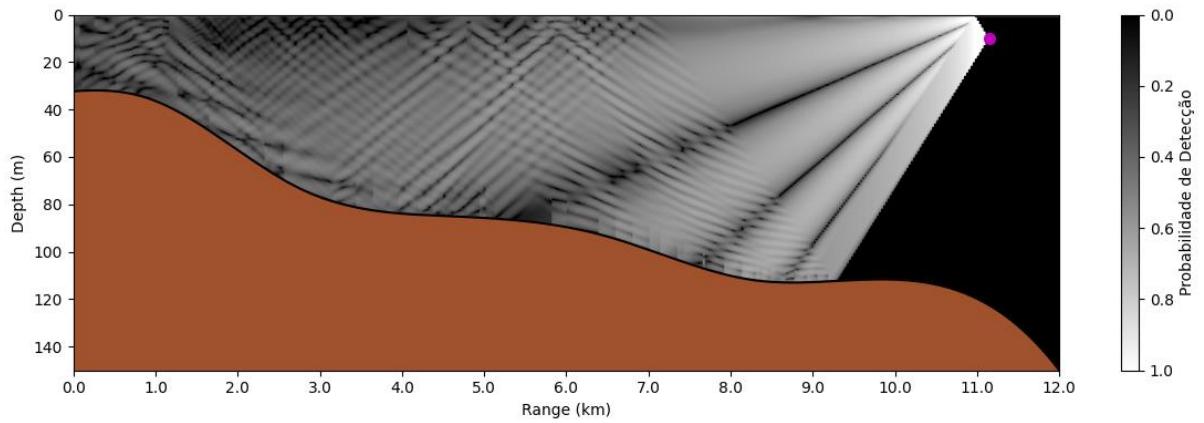


Figura 91 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o fundo seguindo mapa faciológico e SSP ISO 1500 m/s, frequência 5 kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

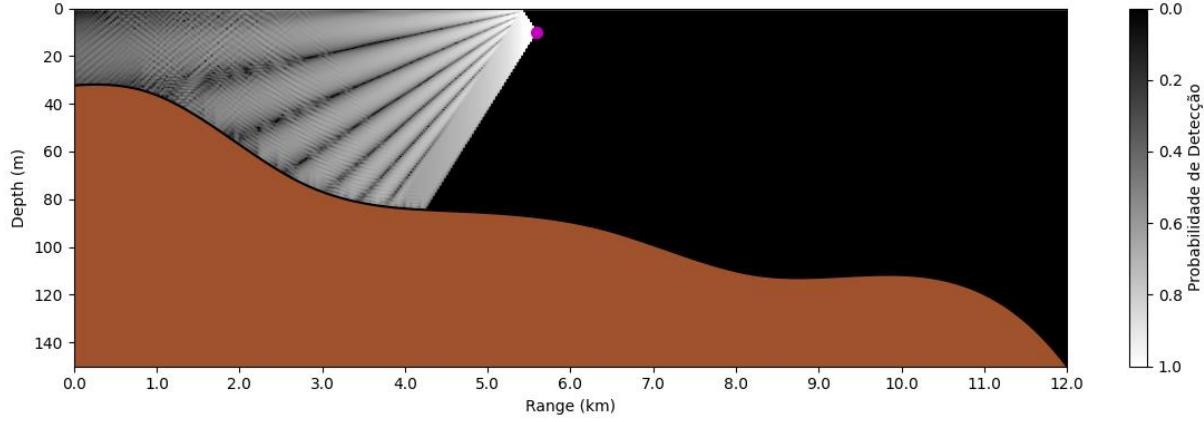


Figura 92 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o fundo seguindo mapa faciológico e SSP ISO 1500 m/s, frequência 10 kHz e 3 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

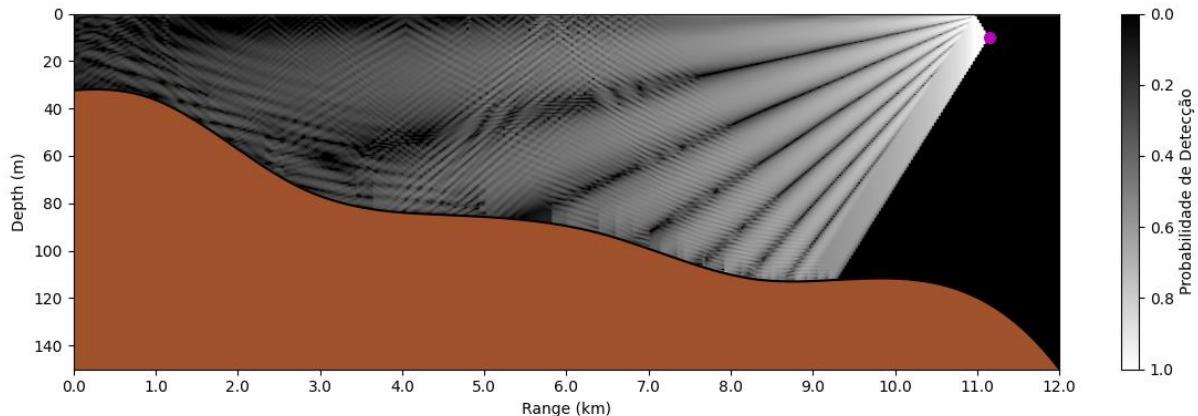


Figura 93 : Mapa de probabilidade de detecção sonar com o fundo seguindo mapa faciológico e SSP ISO 1500 m/s, frequência 10 kHz e 6 milhas de distância do arranjo de hidrofones.

Por meio da análise do mapa de probabilidade de detecção utilizando o cenário ISO, removendo a influência do gradiente de velocidade do som causado pela ressurgência. Pode-se evidenciar que a perda do sinal acústico provocada pela ressurgência é suficientemente intensa para causar impactos em aplicações de sonar, como a detecção acústica de alvos submarinos.

Capítulo 7

Conclusão

O presente trabalho teve como objetivo simular realisticamente o processo de propagação acústica na região costeira de Cabo Frio, com dados coletados pela comissão oceanográfica Ressurgência III, a fim de determinar as perdas na propagação do som e os efeitos acústicos provocados pelo fenômeno da ressurgência.

Ainda como escopo principal, avaliou-se como as variáveis oceanográficas podem influenciar a propagação acústica no meio marinho. Foi possível mostrar, quantitativamente, por meio da comparação dos dados reais obtidos através do experimento acústico realizado e os dados simulados que foram sendo refinados nas quatro simulações que forma realizadas.

Através do RMSE entre os resultados de TL do experimento acústico e as simulações, foi possível quantificar em dB, que o resultado da simulação com SSP RD apresentou uma melhor concordância que o SSP RI, assim como a melhor resposta do fundo seguindo o mapa faciológico em comparação ao fundo de areia, e que os valores de RMSE aumentam ficam maiores à medida que as distâncias e frequências, também aumentavam. Foi possível concluir também que a diferença gerada em dB do SSP RI para o SSP RD é maior que a diferença gerada quando foram refinados os dados de fundo nas simulações de fundo de areia para fundo seguindo o mapa faciológico (tabelas 10 e 11).

Foi também realizada uma comparação qualitativa através dos gráficos gerados nas simulações, onde é possível observar os *eigenrays*. Sendo possível observar diferenças quanto a formação de regiões de sombra e dutos de superfície na simulação com melhores resultados quantitativos, SSP RD e fundo seguindo mapa faciológico da DHN e Petrobras. Assim como simulações adicionais com perfil de isovelocidade apenas para efeito de comparação.

Por fim, foram criados mapas de probabilidade de detecção sonar com os dados de TL gerados na simulação, tanto para o SSP RD com presença de ressurgência, utilizando-se de um perfil de isovelocidade.

Ao direcionarmos nosso foco para os interesses militares na guerra acústica submarina, torna-se imperativo aprofundar nosso entendimento sobre a ressurgência, uma condição oceanográfica na região de Cabo Frio, que se estendendo ao longo da costa do estado do Rio de

Janeiro. Locais como, as proximidades da entrada da Baía de Guanabara, sede estratégica da esquadra brasileira, merecem grande atenção.

Nesse contexto, essa pesquisa mostrou que é de suma importância e vital necessidade realizar um mapeamento abrangente das propriedades do fundo marinho dessa região. Foi possível observar que um único perfil de velocidade do som não é suficiente para caracterizar com precisão a propagação do som nessa região. Tal abordagem limitada pode resultar na negligência de extensas áreas de sombra, onde por exemplo um submarino inimigo pode ser ocultado, representando uma ameaça significativa para nossas embarcações de superfície. Portanto, é essencial a obtenção de dados mais abrangentes e detalhados para garantir a segurança e eficácia das operações navais em áreas de grande importância estratégica.

Referências Bibliográficas

- ABBOT, P. AND DYER, I., (2002). Sonar performance predictions based on environmental variability. In *Acoustic Variability*, pages 611–618. Kluwer Academic Press.
- ARCOS, D., AND M. SALAMANCA, (1984). Distribucion de clorofila y condiciones oceanograficas superficiales frente a Chile central (latitudes 32S-38S, Febrero 1982), *Biol. Pesq. (Chile)*, 13, 5-14.
- ARTHUR, R.S., (1965). On the calculation of vertical motion in Eastern Boundary currents from determinations of horizontal motion, *J. Geophys. Res.*, 70(12), 2799-2803.
- ARTUSI, L., (2004). *Geologia, Geomorfologia e Sismoestratigrafia Rasa da Plataforma Continental ao Largo da Laguna de Araruama – RJ*. Niterói - RJ: Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Laboratório de Geologia Marinha (Lagemar), outubro de 2004.
- BATISTA, D., GRANTHOM-COSTA, L. V., COUTINHO, R. (Eds.). (2020). *Biodiversidade Marinha dos Costões Rochosos de Arraial do Cabo: Histórico, Ecologia e Conservação*. Arraial do Cabo: Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira. 407 p. ISBN: 978-65-81772-000.
- BAXLEY, P. A., BUCKER, H., & PORTER, M. B., (2000). Comparison of beam tracing algorithms. In *Proceedings of the 5th European Conference on Underwater Acoustics*, Lyon, France.
- BOWDITCH, N., (1977). *American Practical Navigator*, Vol. I. Defense Mapping Agency Hydrographic Center, Pub. No. 9, Washington, DC. (Continuously maintained since first published in 1802.)
- BOYD, J. P. (2018). Dynamics of the Equatorial Ocean. In *Dynamics of the Equatorial Ocean* (Cap. 8, p. 161-190). Springer, Berlin.
- BRESSAN, A., & CONSTANTIN, A., (2019). The deflection angle of surface ocean currents from the wind direction. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124, 7412–7420.
- BRINK, K. H., D. HALPERN & R. L. SMITH, (1980). Circulation m the Peruvian upwelling system near 15°S *Journal of Geophysical Research*, 85,4036-4048.

BRINK, K., (1983). The near surface dynamics of coastal upwelling. *Progress in Oceanography*, 12(3):223–257.

CALADO, L., (2006). Dinâmica da Interação da atividade de meso-escala da Corrente do Brasil com o fenômeno de ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé - RJ. PhD thesis, Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, IOUSP.

CALADO, L., DA SILVEIRA, I.C.A., GANGOPADHYAY, A., & DE CASTRO, B.M., (2010). Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil), *Continental Shelf Research*.

CALADO, L., GANGOPADHYAY, A., SILVEIRA, I.C.A., (2008). Feature-oriented regional modeling and simulations (FORMS) for the western South Atlantic: Southeastern Brazil region. *Ocean Model.* 25, 48–64.

CALADO, L., SILVEIRA, I.C.A., GANGOPADHYAY, A., CASTRO, B.M., (2010). Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). *Cont. Shelf Res.* 30, 1181–1188.

CAMPOS, E.J.D., J.E. GONÇALVES & Y. IKEDA, (1995). Water Mass Characteristics Geostrophic Circulation in the South Brazil Bight Summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100(9), 18537-18550.

CARRIÈRE, O., HERMAND, J. -P., CALADO, L., DE PAULA, A. C. & ALMEIDA DA SILVEIRA, I. C. A. (2010). Range-dependent acoustic tomography by oceanic feature modeling for the monitoring of upwelling (Cabo Frio, Brazil). Em *OCEANS'10 IEEE SYDNEY* (pp. 1-7). Sydney, NSW, Austrália.

CASEY, W. M., (2009). “Lloyd’s Mirror-Image Interference Effects,” *Acoustics Today*, 5 (Issue 2).

CASTELAO, R., CAMPOS, E. & MILLER, J., (2004). A modelling study of coastal upwelling driven by wind and meanders of the Brazil current. pages 662–671.

CASTRO, B. & MIRANDA, L., (1998). Physical oceanography of the western atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S. *The Sea*, 11(1):209–251.

CERVENÝ, V., (2001). *Seismic Ray Theory*. Cambridge: Cambridge University Press.

CHEN, C.-T. & MILLERO, F.J., (1977). Speed of sound in seawater at high pressures. *J. Acoust. Soc. Am.*, 62, 1129–35.

CHO, B., & MAKRIS, N. C., (2020). Predicting the Effects of Random Ocean Dynamic Processes on Underwater Acoustic Sensing and Communication. *Scientific Reports*, 10(1), 4525.

CODATO, G., WATANABE, W., CALADO, L., MARTINS, N. & RAMOS, A., (2011). A influênciada frente térmica da ressurgência costeira de Cabo Frio na perda do sinal acústico. *A Ressurgência*.

COLIN, M., DUDA, T., TE RAA, L., VAN ZON, T., HALEY, P., JR., LERMUSIAUX, P., LESLIE, W., MIRABITO, C., LAM, F., NEWHALL, A., LIN, Y.-T. & LYNCH, J., (2013). Time-evolving acoustic propagation modeling in a complex ocean environment. *Journal of Oceanic Engineering*, 33:LI2602.

CONSTANTIN, A., & JOHNSON, R. S., (2019). Atmospheric Ekman flows with variable eddy viscosity. *Boundary-Layer Meteorology*, 170, 395–414.

CONSTANTIN, A., (2020). Frictional effects in wind-driven ocean currents. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*. Advance online publication.

DRITSCHEL, D. G., PALDOR, N., & CONSTANTIN, A., (2020). The Ekman spiral for piecewise-uniform viscosity. *Ocean Sci.*, 16, 1089–1093.

EARLE, M.D. & BISHOP, J.M., (1984). *A Practical Guide to Ocean Wave Measurement and Analysis*. ENDECO, Inc., Marion, Massachusetts.

EKMAN, V. W., (1905). On the influence of the Earth's rotation on ocean-currents, *Ark. Mat. Astron. Fys.*, 2, 1–52.

ETTER, P. C., (2013). *Underwater Acoustic Modeling and Simulation* (4th ed.).

EY, E. & RODRIGUEZ, O. C., (2012). *The Traceo Acoustic Raytracing Model v1.0 - User Manual*. Signal Processing Laboratory, Universidade do Algarve.

FERLA, C. & PORTER, M. (1991). Receiver depth selection for passive sonar systems. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 16(3):267–279.

FIGUEIREDO JR. & A.G., TESSLER, M., (2004). Topografia e composição do substrato marinho da região Sudeste-Sul do Brasil - Série documentos Revizee: Score Sul, Série documentos Revizee. Score Sul.

FIGUEROA, D. & MOFFAT, C., (2000). On the influence of topography in the induction of coastal upwelling along the chilean coast. *Geophys. Res. Lett.*, 27(23):3905–3908.

FONSECA, T., (1985). Fisica de las águas costeras de la zona central de Chile, Tralca (Chile), 2(4), 337-354.

FRYE, H.W. & PUGH, J.D., (1971). A new equation for the speed of sound in seawater. *J. Acoust. Soc. Am.*, 50, 384–6.

GARVINE, R., (1971). A simple model of coastal upwelling. *J. Phys. Oceanogr.*, 1(3):169–179. Smith, R.L., (1968). Upwelling. *Oceanography and Marine Biology, Annual Review*, Vol.6, London, Allen and Unwin, 11-46.

HAMILTON, E.L., (1974). Modelos Geoacústicos do Fundo do Mar. In L. Hampton (Ed.), *Física do Som em Sedimentos Marinhos. Ciências do Mar*. Springer, Boston, MA.

HAMPTON, E. L., ED., (1963). Sediment sound velocity measurements made *In Situ* from the bathyscaphe Trieste,” *J. Geophys. Res.* 68, 5991-5998.

HAMPTON, E. L., ED., (1974). *Physics of Sound in Marine Sediments*, Plenum Press, New York.

HARRIS, F. J., (1978). On the Use of Windows for Harmonic Analysis with the Discrete Fourier Transform. *Proceedings of the IEEE*, 66(1), 51.

HODGES, R. P., (2010). *Underwater Acoustics: Analysis, Design and Performance of Sonar*. Sonalysts, Inc. A John Wiley and Sons, Ltd., Publication.

HYUER, A., (1983). Coastal upwelling in the California current system. *Progress in Oceanography*, 12(3):259–284.

J. NORTHRUP, J.G. COLBORN, (1974). Sofar channel axial sound speed and depth in the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.* 79, 5633–5641.

JENSEN, F. B., KUPERMAN, W. A., PORTER, M. B., & SCHMIDT, H., (2011). *Computational Ocean Acoustics* (2nd ed.). ABC.

JENSEN, F.B., (2008). Propagation and signal modeling. In *Handbook of Signal Processing in Acoustics*, eds D. Havelock, S. Kuwano and M. Vorländer. Springer, New York, pp. 1669–93.

- JOHNSON, D.R., T. FONSECA & H. SIEVERS, (1980). Upwelling in the Humboldt coastal current near Valparaiso, Chile, *J. Marine Res.* 38(1), 1-16.
- JONES, R.M., (1982). Algorithms for reflecting rays from general topographic surfaces in a ray tracing program. *Wave Propagation Lab., NOAA Tech. Memo. ERL WPL-98.*
- KAPOLKA, D., (2019). Underwater Acoustics for Naval Applications. NPS-Physics Department, Naval Postgraduate School, Monterey, CA.
- KATSNELSON, B. G., & PETNIKOV, V. G., (1997). Propagação Acústica em Águas Rasas. Moscou: Academia de Ciência da Rússia, Instituto de Física Geral, Ministério da Educação Geral e Profissional da Federação da Rússia, Universidade Estatal de Voronezh.
- KELLER, J. B., (1978). Rays, waves and asymptotics. *Bulletin of the American Mathematical Society*, 84(5), 727–750.
- KUPERMAN, W.A. & LYNCH, J.F., (2004). Shallow-water acoustics. *Phys. Today*, 57 (10), 55–61.
- LAM, F., HALEY, P., JANMAAT, J., LERMUSIAUX, P., LESLIE, W., SCHOUTEN, M. W., RAA, L. & RIXEN, M., (2009). At-sea real-time coupled four-dimensional oceanographic and acoustic forecasts during Battlespace Preparation 2007. *Journal of Marine System*, pages 306–320.
- LAU, R.L., LEE, D. & ROBINSON, A.R. (eds), (1993). *Computational Acoustics, Vol. 1, Scattering, Supercomputing and Propagation*. North-Holland, Amsterdam.
- LEIGHTON, T.G., (1994). *The Acoustic Bubble*. Academic Press, San Diego.
- LEROY, C.C., (1969). Development of simple equations for accurate and more realistic calculation of the speed of sound in seawater. *J. Acoust. Soc. Am.*, 46, 216–26.
- LEROY, C.C., ROBINSON, S.P. & GOLDSMITH, M.J., (2008). A new equation for the accurate calculation of sound speed in all oceans. *J. Acoust. Soc. Am.*, 124, 2774–82.
- LEROY, C.C., ROBINSON, S.P. & GOLDSMITH, M.J., (2009). Erratum: “A new equation for the accurate calculation of sound speed in all oceans” [J. Acoust. Soc. Am., 124, 2774–2783 2008)]. *J. Acoust. Soc. Am.*, 126, 2117.

LIALI, G. F. M., (2007). Evolução das operações anfíbias no século XXI: "Littoral Warfare" e "Forward from the Sea". Repositório Institucional da Produção Científica da Marinha do Brasil.

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

LOVETT, J.R., (1978). Merged seawater sound-speed equations. *J. Acoust. Soc. Am.*, 63, 1713–18. COPPENS, A.B., (1981). Simple equations for the speed of sound in Neptunian waters. *J. Acoust. Soc. Am.*, 69, 862–3.

MACKENZIE, K.V., (1981). Nine-term equation for sound speed in the oceans. *J. Acoust. Soc. Am.*, 70, 807–12.

MADSEN, O. S., (1977). A realistic model of the wind-induced Ekman boundary layer. *Journal of Physical Oceanography*, 7, 248–255.

MATSUURA, Y., (1996). A probable cause of recruitment failure of brazilian sardine (*sardinella aurita*) population during the 1974/75 spawning season. *J. Mar. Syst.*, 17(2):29–35.

MEDWIN, H. AND CLAY C., (1977). Acoustical Oceanography: principles and applications.

MEDWIN, H. AND CLAY C., (1998). Fundamentals of Acoustical Oceanography. Academic Press.

MEDWIN, H., (1975). Speed of sound in water: A simple equation for realistic parameters. *J. Acoust. Soc. Am.*, 58, 1318–19.

MERKLINGER, H.M. (ed.), (1987). Progress in Underwater Acoustics. Proc. 12th International Congress on Acoustics Associated Symposium on Underwater Acoustics, July 16–18, 1986, Halifax, Nova Scotia, Canada. Plenum, New York.

MITTELSTAEDT, E., (1983). The upwelling area off northwest africa - a description of phenomena related to coastal upwelling. *Progress in Oceanography*, 12(3):307–331.

MOSKOWITZ, L., (1964). Estimates of the power spectrums for fully developed seas for wind speeds of 20 to 40 knots. *J. Geophys. Res.*, 69, 5161–79.

MURPHY, J.E. & CHIN-BING, S.A., (2002). Computational ocean-seismoacoustic modeling using finite elements. In *Acoustic Interactions with Submerged Elastic Structures. Part IV*:

Nondestructive Testing, Acoustic Wave Propagation and Scattering, eds A. Guran, A. Boström, O. Leroy and G. Maze. World Scientific Publishing, Singapore, pp. 163–213.

OLIVEIRA, E., (2001). Projeto de um sistema acústico para apoio à instalação de equipamentos submarinos. Master's thesis, Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ.

OLIVEIRA, T. C. A., LIN, Y.-T., & PORTER, M. B., (2021). Underwater Sound Propagation Modeling in a Complex Shallow Water Environment. *Journal of Oceanography*, 40(2), 123-136.

OPPENHEIM, A. V., SCHAFER, R. W., & BUCK, J. R. (1999). Processamento de Sinal em Tempo Discreto. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.

OPPENHEIM, A. V., WILLSKY, A. S. & NAWAB, S. H., (1997). Signals & Systems. Índia: Prentice Hall.

OSGOOD, K.E., J.M. BANE & W.K. DEWAR, (1987). Vertical velocities and dynamical balances in Gulf Stream meanders. *J. Geophys. Res.*, 92: 13029-13040.

PALOCZY, A., SILVEIRA, I., AND CALADO, L., (2013). Coastal upwelling off cape São Tomé (22°S, Brazil) - the supporting role of deep ocean processes. *Cont. Shelf Res.*, 29(6):1525–1534.

PEKERIS, C.L., (1948). Theory of propagation of explosive sound in shallow water. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 27, 1–117.

PERCIVAL, I. C., (1987). Chaos in Hamiltonian systems. In *Dynamical Chaos*, edited by M. V. Berry, I. C. Percival, and N. O. Weiss (pp. 131–143). Princeton University Press.

PIERCE A.D., (1989). *Acoustics: An Introduction to Its Physical Principles and Applications* (AmericanInstitute of Physics, New York).

PIERSON, W.J., JR & MOSKOWITZ, L., (1964). A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii. *J. Geophys. Res.*, 69, 5181–90.

PIERSON, W.J., JR, (1964). The interpretation of wave spectrums in terms of the wind profile instead of the wind measured at a constant height. *J. Geophys. Res.*, 69, 5191–203.

- PIERSON, W.J., JR, (1991). Comment on “Effects of Sea Maturity on Satellite Altimeter Measurements” by Roman E. Glazman and Stuart H. Pilorz. *J. Geophys. Res.*, 96, 4973–7.
- PORTER M., (1991). The KRAKEN normal mode program. SACLANT UNDERSEA RESEARCH (memorandum), San Bartolomeo, Itália.
- PORTER M.B. & BUCKER H.P., (1987). Gaussian beam tracing for computing ocean acoustic fields. *J. Acoust. Soc. America*, 82(4), 1349–1359.
- PORTER, M. B., & LIU, Y.-C., (1994). Finite-Element Ray Tracing. In *Theoretical and Computational Acoustics*, Vol. 2, World Scientific Publishing Co.
- RICHTER, R., (2021). Alcance Sonar em Águas Oceânicas Rasas e Suas Implicações para a Guerra Antissubmarino no Território Brasileiro (Relatório Técnico). Instituto Tecnológico de Aeronáutica.
- RIXEN, M., LERMUSIAUX, P. & OSLER, J., (2012). Quantifying, predicting and exploiting uncertainties in marine environments. *Journal of Oceanic Engineering*, 33.
- ROBINSON, A. R., ABBOT, P., LERMUSIAUX, P. & DILLMAN, L., (2002). Transfer of uncertainties through physical-acoustical-sonar end-to-end systems: a conceptual basis. In *Acoustic Variability*, pages 603–610. Kluwer Academic Press, n.g. Pace and f.b. Jensen edition.
- RODRIGUEZ, O. C., (2008). The TRACE & TRACEO ray tracing programs. Signal Processing Laboratory, Physics Department, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade do Algarve.
- RODRIGUES, R. & LORENZZETTI, J. A., (2001). A numerical study of the effects of bottomtopography and costline geometry on the southeast Brazilian coastal upwelling. *GRL*, 21:371–394.
- RODRIGUEZ, L., V. MARIN, M. FARLAS & E. OYARCE, (1991). Identification of an upwelling zone by remote sensing and in situ measurements. *Mejillones del Sur Bay (Antofagasta-Chile)*, *Scientia Marina*, 55, 467-473.
- RODRÍGUEZ, O.C., (2023). *Fundamentals of Underwater Acoustics*. Springer. Department of Physics, University of Algarve, Faro, Portugal.

- RÖHRS, J., & CHRISTENSEN, K. H., (2015). Drift in the uppermost part of the ocean. *Geophysical Research Letters*, 42, 10349–10356.
- RYTHER, (1969). Photosynthesis and fish production in the sea, *Science*, 166, 72-76.
- SCHELL, I. I., (1970). Variabilidade and persistence in the Benguela Current and upwelling off southwest Africa. *J. Geophys. Res.*, 75, 5225-5241.
- SCHNEIDER, H.G., (1990). MOCASSIN: Sound propagation and sonar range prediction model for shallow water environments. User's guide. Tech. Rept 1990-9, Forschungsanstalt der Bundeswehr für Wasserschall- und Geophysik, Kiel, Germany.
- SIGNORINI, S.R., (1978). On the circulation and the volume transport of the Brazil current between the Cape of Sao Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Res.* 25(5), 481–490.
- SMITH, K. B., BROWN, M. G., & TAPPERT, F. D., (1992). Acoustic ray chaos induced by mesoscale ocean structure. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 91(4), 1950–1959.
- SOUTELINO, R. & MIRANDA, J., (2013). Um estudo semi-idealizado para avaliar o papel datopografia no processo de ressurgencia costeira em cabo frio, rj. *Boletim do Observatorio Ambiental Alberto Ribeiro Lamego*, 7(1):101–114.
- STRUB, P.T., J.M. MESIAS, V. MONTECINO, J. RUTLLANT & S. SALINAS, (1998). Coastal ocean circulation off western South America, in *The Sea*, edited by A.R. Robinson, and K.H. Brink, pp. 273- 313, John Wiley and Sons, Inc.
- TAPPERT, F. D., (2003). Theory of explosive beam spreading due to ray chaos. *Journal of the Acoustical Society of America*, 114, 2775–2781.
- TOLSTOY, I. & CLAY, C. S., (1966). Ocean acoustics: An evaluation. *Reviews of Geophysics*, 4(1), 1-23.
- URICK, R.J., (1979). *Sound Propagation in the Sea*. US Government Printing Office, Washington, DC.
- URICK, R.J., (1983). *Principles of Underwater Sound*, 3rd edn. McGraw-Hill, New York.
- V. A. DEL GROSSO & C. W. MADER, (1972). Speed of Sound in Sea Water Samples, *J. Acoust. Soc. Am.* 52, 961-974.

VALENTE, M. H. M. X., (2018). Propagação Acústica Modal no Talude Continental das Regiões Sul e Sudeste Brasileiras. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

VALLIS, G. K., (2017). Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

WEINBERG, N.L. & DUNDERDALE, T., (1972). Shallow water ray tracing with nonlinear velocity profiles. *J. Acoust. Soc. Am.*, 52, 1000–10.

WILSON, W.D., (1960). Equation for the speed of sound in sea water. *J. Acoust. Soc. Am.*, 32, 1357.

WOLFSON, M. A., & TAPPERT, F. D., (1994). Chaos in an acoustic propagation model. In R. A. Katz (Ed.), *The Chaos Paradigm: Developments and Applications in Engineering and Science* (pp. 277–288). AIP Conference Proceedings, 296.

WOLFSON, M. A., & TAPPERT, F. D., (2000). Study of horizontal multipaths and ray chaos due to ocean mesoscale structure. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 107(1), 154–162.

YOSHIKAWA, Y., & MASUDA, A., (2009). Seasonal variations in the speed factor and deflection angle of the wind-driven surface flow in the Tsushima Strait. *Journal of Geophysical Research*, 114, C12022.

ZIEMER, R.E., W.H. TRANTER & D.R. FANNIN, (1998). Signals and systems: Continuous and discrete, 4th ed. New Jersey: Prentice Hall.

ZUTA, S. & O. GUILLEN, (1970). Oceanografia de las águas costeras del Peru, *Bol. Inst. Mar Peru*, 2, 157-324.

ZUTA, S. & W. URQUIZO, (1972). Temperatura promedia de la superficie del mar frente a la costa Peruana, periodo 1928-1969, *Bol. Inst. Mar Peru*, 2, 459-520.