

CARACTERIZAÇÃO DAS MARÉS INTERNAS NA REGIÃO DE ENTORNO DA
CADEIA VITÓRIA-TRINDADE

Marcelo Rocha Toffoli

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica – COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Oceânica.

Orientadores: Afonso de Moraes Paiva

Rio de Janeiro
Setembro de 2023

CARACTERIZAÇÃO DAS MARÉS INTERNAS NA REGIÃO DE ENTORNO DA
CADEIA VITÓRIA-TRINDADE

Marcelo Rocha Toffoli

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ
COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA DA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR
EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA OCEÂNICA

Orientadores: Afonso de Moraes Paiva

Aprovada por:

Prof. Afonso de Moraes Paiva, PhD.

Prof. Mauro Cirano, Ph.D.

Prof.^a Susana Beatriz Vinzon, D. Sc.

Prof. Carlos Alexandre Domingos Lentini, Ph.D.

Prof.^a Fernanda Minikowski Achete, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL
SETEMBRO DE 2023

Toffoli, Marcelo Rocha

Caracterização das marés internas na região de entorno da Cadeia Vitória-Trindade / Marcelo Rocha Toffoli. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2023.

X, 132 p.: il.; 29.7 cm.

Orientadores: Afonso de Moraes Paiva

Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Oceânica, 2023.

Referências Bibliográficas: p. 72-80.

1. Ondas Internas. 2. Cadeia Vitória–Trindade Ridge. 3. Marés Internas. I. Paiva, Afonso de Moraes *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Oceânica. III. Título.

Só se pode alcançar um grande êxito quando nos mantemos fiéis a nós
mesmos.

(Friedrich Nietzsche)

Agradecimentos

Primeiramente, a Deus, por permitir tal conquista.

Ao mestre Afonso, por todo o conhecimento transmitido e pela paciência e compreensão durante a pesquisa.

À minha esposa, Gabriela, por todo o carinho e paciência nos momentos difíceis. Aos meus amigos, Vladimir e Mill, por participarem, desde o princípio, da realização desta conquista.

Aos meus amigos e colegas do Laboratório de Oceanografia Física da COPPE, que participaram, ativamente, da construção deste trabalho.

À Marise, uma mãe para todos os alunos da Engenharia Costeira.

Aos meus colaboradores da MessenOcean, verdadeiros amigos, que compreenderam os meus momentos de ausência na empresa.

Ao programa de Engenharia Oceânica, especialmente aos Professores da Área de Engenharia Costeira e Oceanográfica.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento do Projeto de Estudo da maré interna e seu impacto na mistura vertical e na biomassa fitoplanctônica na região da Cadeia Vitória-Trindade (chamada MCTI/CNPq/FNDCT-Ação Transversal/CT-Aquaviário n°. 62/2013), no âmbito do qual, sob a coordenação do LOF/COPPE, os dados usados nesta tese foram coletados.

À Marinha do Brasil pela disponibilização das embarcações e tripulação que permitiram o fundeio e o recolhimento das linhas instrumentadas utilizadas para a coleta dos dados analisados nesse trabalho.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

CARACTERIZAÇÃO DAS MARÉS INTERNAS NA REGIÃO DE ENTORNO DA CADEIA VITÓRIA-TRINDADE

Marcelo Rocha Toffoli

Setembro/2023

Orientador: Afonso de Moraes Paiva

Programa: Engenharia Oceânica

Um ano de dados registrados por uma linha de fundeio instrumentada, fundeada perto do monte submarino Montague, foi usado para investigar e quantificar as propriedades e a variabilidade das Marés Internas (MI) semidiurnas na região da Cadeia Vitória-Trindade (CVT). Dados de altimetria de satélite e resultados de modelagem numérica foram também analisados para estimar, respectivamente, a variabilidade interanual dos fluxos de energia e a conversão total de energia realizada pela CVT. Ao longo do período de observação, identificaram-se dois cenários extremos de estratificação local. Um deles entre abril e maio, no outono, e o outro no inverno, de setembro a outubro. Utilizaram-se esses cenários de estratificação para discutir a variabilidade das propriedades das MI na região. Dentre as propriedades locais avaliadas, destacam-se as características da elipse de maré, energia cinética, estrutura modal vertical, fluxo de energia, conversão e nível de coerência. A MI semidiurna M_2 foi dominante e atingiu uma amplitude (elipse) de 11 cm/s. Os maiores valores observados de energia cinética das correntes semidiurnas ocorreram no outono (abril) e atingiram 0,9 kJ/m². Ao longo dos registros, as correntes associadas as MI foram dominadas pelo primeiro modo vertical baroclínico, que chegou a explicar 43% da variabilidade total das MI em agosto. O fluxo e a conversão de energia no ponto de fundeio foram maiores durante o inverno, atingindo valores médios mensais de 260 W/m e 1,2 W/m², respectivamente. Estimou-se, também, o nível de coerência das MI semidiurnas, equivalente a 76% (2018) no outono (79% em 2016) e 89% no inverno (2016), o que não constitui uma variabilidade expressiva dessa propriedade. Em relação à variabilidade interanual, os resultados da análise dos dados altimétricos do *CryoSat-2* revelaram que o fluxo de energia variou, na região de geração próximo aos montes submarinos, cerca de 30% durante os oito anos analisados. A conversão total de energia realizada pela CVT apresentou valores variando de 2,58 GW nos meses de outono a 2,14 GW nos meses de inverno.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

CHARACTERIZATION OF INTERNAL TIDES AT VITÓRIA-TRINDADE RIDGE

Marcelo Rocha Toffoli

September/2023

Advisor: Afonso de Moraes Paiva

Department: Ocean Engineering

The Vitoria-Trindade Ridge (VTR) is the generation region for strong semidiurnal internal tides (IT) that radiate southward and northward into the South Atlantic Ocean. Here, nearly one year of data recorded by an instrumented mooring line deployed twice in the same place, close to the Montague seamount (2016 and 2018), were used to investigate and quantify local, semidiurnal IT properties and variability. Also, satellite altimetry data and numeric modeling results were analyzed to estimate interannual variability and total energy conversion performed by the VTR. Over the mooring's observation period, two extreme local stratification scenarios were identified. One covered April to May in autumn and the other was in winter from September to October. These stratification scenarios were used to discuss the variability of IT properties. Among these local properties, the tidal ellipse characteristics, kinetic energy, vertical modal structure, energy flux, conversion, and level of coherence stand out. The dominant semidiurnal IT reached an amplitude of 11 cm/s. The largest kinetic energy densities of semidiurnal currents were 0,9 kJ/m² in autumn (April). The ITs currents, which were dominated by a first-mode wave throughout the year (reaching 43% of the total IT variability in September), were strongest in the surface layer, first reaching an 80-meter depth during autumn and a 120 m depth in the winter. Energy flux and conversion were higher during the winter, reaching monthly average values of 260 W/m and 1,2 W/m², respectively, mainly between September and October and controlled by the spring-neap cycle. A coherence level of 76% (2018) for autumn (79% in 2016) and 89% for winter (2016) was calculated, which is not an expressive local variability of this property over the year. Regarding interannual variability, the results have shown that energy flux varied by about 30% during the eight years of data analyzed at the generation site close to the VTR seamounts. Total energy conversion done by VTR presented values varying from 2,58 GW in the autumn months to 2,14 GW in the winter months.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	1
2	METODOLOGIA.....	8
2.1	DADOS <i>in situ</i>	8
2.2	ANÁLISE DOS DADOS DO FUNDEIO	12
2.2.1	Controle de qualidade dos dados.....	12
2.2.2	Determinação de bandas de frequências dominantes presentes nos registros.....	13
2.2.3	Separação do sinal de maré semidiurna	14
2.2.4	Separação da componente baroclínica, energia cinética e análise harmônica.....	14
2.2.5	Obtenção de dados de salinidade	15
2.2.6	Análise dos modos dinâmicos	17
2.2.7	Decomposição da Estrutura Vertical por Funções Ortogonais Empíricas Complexas	19
2.2.8	Análise do fluxo de energia e conversão.....	20
2.2.9	Análise da relação entre marés coerentes e incoerentes na banda semidiurna.....	23
2.2.10	Análise das propriedades das elipses de maré por meio da análise harmônica.....	25
2.3	ANÁLISE DE DADOS DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE	26
2.3.1	Ajuste de ondas planas	29
2.3.2	Cálculo do fluxo de energia por altimetria de satélite	31
2.4	CONVERSÃO DE ENERGIA TOTAL DA CVT	33
3	RESULTADOS	37
3.1	ANÁLISE PONTUAL DAS PROPRIEDADES DAS MI	37
3.1.1	Caracterização geral dos dados do fundeio	37
3.1.2	Caracterização das correntes de maré total.....	42
3.1.3	Estratificação e decomposição em modos normais	43
3.1.4	Marés baroclínicas semidiurnas	48
3.1.5	Conversão e fluxo de energia	55

3.2	VARIABILIDADE INTERANUAL DAS MI	60
3.3	ESTIMATIVA DE CONVERSÃO TOTAL DA CVT.....	65
4	SUMÁRIO E CONCLUSÕES	69
5	REFERÊNCIAS	72
ANEXO A: Caracterização da circulação na região na região da Cadeia Vitória-Trindade		81
ANEXO B: Discretização vertical em camadas σ_2 adotada na simulação LSE24.		83
ANEXO C: Profundidade estimadas de posição dos sensores de temperatura, instalados a cada 10 m ao longo da linha de fundeio.....		84

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Região de entorno da CVT, mostrando a posição do fundeio (estrela vermelha) no flanco sul do Monte Submarino (posição central do monte indicada pela linha vermelha). As linhas pretas correspondem as isóbatas de 200 m e 1000 m, e as linhas brancas são as linhas de fase das marés barotrópicas M2 que cruzam a região. O monte submarino Columbia e as Ilhas de Martins Vaz e Trindade não estão representados (estão mais a leste) na figura para melhor visualização da região do fundeio.	6
Figura 2: Configuração da linha de fundeio instrumentada no primeiro período de coleta de dados, entre abril e dezembro de 2016.	10
Figura 3: configuração da linha de fundeio instrumentada no segundo período de coleta de dados, entre janeiro e abril de 2018.....	11
Figura 4: Esquema evidenciando a relação entre o ângulo do transdutor (20° ou 30°) e a espessura da camada contaminada, próxima da superfície. Considerou-se como contaminado os 30 primeiros metros de profundidade visto que os transdutores do modelo de ADCP usado possuem 20° inclinação com a vertical e somado a isso, deve-se adicionar a oscilação natural da linha durante o fundeio que teve amplitude de 3°.....	13
Figura 5: Esquema demonstrando as propriedades da geometria das elipses de maré. Essas propriedades serão apresentadas nas análises dos tópicos 3.1.2 e 3.1.4. Estas propriedades foram calculadas com base nas amplitudes e fases obtidas da análise harmônica das séries temporais.....	25
Figura 6: Diferença de detalhamento oferecido pelas bases de dados altimétricos Multissatélite (inferior) e CryoSat-2 (superior) na região de estudo.	28
Figura 7: Exemplo do método de ajuste de ondas planas. Na esquerda é mostrado a janela quadrática de 120x120 km em que os dados <i>alongtrack</i> do CryoSat-2 são selecionados para o ponto de grade (círculo vermelho no centro) centrado em -20.5 de latitude e -36 de longitude. Na direita, um diagrama de irradiação de amplitude (em mm) versus direção em cada compasso de direção. A primeira (maior) onda de MI é dada pelo lóbulo principal (mais proeminente).	30

Figura 8: Domínio de modelagem das simulações ATL12 (incluindo o Atlântico Sul, Norte e Equatorial e a parte adjacente do Oceano Austral) e LSE24, assinalado pelo retângulo vermelho, incluindo as regiões leste e sudeste do litoral brasileiro.	34
Figura 9: Perfis obtidos a partir da média temporal (linhas contínuas) e do desvio padrão multiplicado por três (linha pontilhadas) para as componentes zonal e meridional, para os dois fundeios. O painel esquerdo corresponde a componente meridional e o direito a componente zonal. Linhas cinzas e pretas representam primeiro e segundo fundeio, respectivamente. Os perfis pontilhados que identificam os limites onde os perfis estiveram contidos em 95 % do tempo, e neles observa-se que altas intensidades instantâneas foram atingidas próximo da superfície, chegando a 50 cm/s na menor profundidade usada nesta análise, isto é, em 30 m de profundidade (perfil tracejado da componente zonal).	38
Figura 10: Espectro de alta resolução da velocidade horizontal (a) e da temperatura (b) calculado para diferentes profundidades (60 m, 95 m, 130 m e 165 m para velocidade e 60 m, 95 m, 130 m e 140 m para temperatura) ao longo da coluna d'água.	39
Figura 11: Espectros 2D de energia (profundidade <i>versus</i> Período <i>versus</i> energia). O gráfico superior [a] corresponde ao espectro calculado a partir dos dados de temperatura (<i>Co2cph</i>), filtrados na banda semidiurna. O gráfico inferior [b] corresponde ao espectro calculado a partir dos dados de correntes (<i>m/s2cph</i>), também filtrados na banda semidiurna.	40
Figura 12: Componente da velocidade meridional (a) em m/s e a temperatura da água (b) em °C, para todo o registro durante o primeiro fundeio (2016). Os painéis c e d apresentam os mesmos campos, respectivamente, mas por um período mais curto (~15 dias), a fim de destacar o comportamento semidiurno dos campos de velocidade e de massa. As linhas pretas nos painéis b e d representam a isoterma de 24 ° C, que representa a posição do topo da termoclina.	41
Figura 13: Análise harmônica para o constituinte M2 dominante do fluxo total (barotrópico mais baroclínico) ao longo da coluna d'água. O painel esquerdo: principais propriedades das elipses de maré: direção (linha fina com estrelas), fase (linha fina com pontos), amplitude do semieixo maior (linha preta grossa) e excentricidade (linha cinza grossa). A linha pontilhada fina é a amplitude do	

semieixo maior em relação, apenas, ao fluxo barotrópico. As amplitudes são dadas em mm/s para ajustar todas as curvas no mesmo painel. O painel central revela as elipses de maré em cada profundidade, e o painel direito os hodógrafos em três profundidades selecionadas. 43

Figura 14: Estratificação vertical e análise de modo dinâmico para os dois cenários extremos de estratificação: a) agosto a setembro de 2016; e b) abril a maio de 2018. Painéis da esquerda: perfis de temperatura (linhas pretas) e suas respectivas médias temporais (linha cinza), preenchidos na superfície com valores climatológicos de WOA13. Painéis do meio: perfis de frequência de fluabilidade derivados das condições médias observadas no período correspondente (linha preta) e derivados de perfis de densidade climatológica (linhas tracejadas cinza). Painéis da direita: três primeiros modos dinâmicos baroclínicos, normalizados da velocidade horizontal, calculados a partir das condições médias observadas. 45

Figura 15: Propriedades da constituinte M2 dominante, resultado da análise harmônica do sinal baroclínico (componente barotrópica removida) ao longo da coluna de água, para a) agosto-setembro de 2016; b) abril-maio de 2016; e c) abril-maio de 2018. Painéis esquerdos: principais propriedades das elipses de maré: direção (linha fina com estrelas), fase (linha fina com pontos), amplitude do semieixo maior (linha grossa preta) e excentricidade (linha grossa cinza). A linha pontilhada fina corresponde à amplitude do semieixo maior em relação, apenas, ao sinal barotrópico. As amplitudes são dadas em mm/s para ajustar todas as curvas no mesmo painel. Os painéis do meio revelam as elipses de maré em cada profundidade, e os painéis da direita mostram os hodógrafos em três profundidades representativas. 51

Figura 16: Resultado da análise EOF complexa da velocidade horizontal baroclínica para: a) agosto-setembro de 2016, e b) abril-maio de 2016 e 2018. Apenas os dois primeiros modos estatísticos são mostrados para cada período. 52

Figura 17: Série temporal de janeiro a maio de 2018 (segundo fundeio), mostrando: a) pressão medida pelo ADCP na banda semidiurna, apresentada como um indicador das marés barotrópicas no local do fundeio; b) energia cinética verticalmente integrada (EC) da MI, conforme equação (2) (linha cinza), e o valor máximo da frequência de fluabilidade ao quadrado (N^2) na coluna

d'água (linha preta); e c) velocidades baroclínicas meridionais filtradas na faixa semidiurna, ao longo da coluna d'água (escala azul a vermelho), e a posição vertical (linha preta sobrescrita) do valor máximo de N^2	54
Figura 18: Série temporal de maio a novembro de 2016 (primeiro fundeio), mostrando: a) pressão medida pelo ADCP na banda semidiurna, apresentada como um indicador das marés barotrópicas no local do fundeio; b) energia cinética verticalmente integrada (EC) da MI, conforme equação (2) (linha cinza), e o valor máximo da frequência de fluatibilidade ao quadrado (N^2) na coluna d'água (linha preta); e c) velocidades baroclínicas meridionais filtradas na faixa semidiurna, ao longo da coluna d'água (escala azul a vermelho), e a posição vertical (linha preta sobrescrita) do valor máximo de N^2	54
Figura 19: Média mensal da EC integrada na vertical calculadas com as séries temporais de 2016 e 2018.....	55
Figura 20: Flutuações de densidade (ρ'), pressão dinâmica (p'), e velocidade meridional baroclínica (v') e frequência de fluatibilidade ao quadrado (N^2) associadas às MI no local do fundeio, para o período de um ciclo sizígia-quadratura, durante agosto de 2016. Todos os campos foram filtrados na banda semidiurna (ver texto para detalhes). O retângulo em magenta destaca as perturbações durante um período de seis horas, para evidenciar seu comportamento concomitante e sincronizado entre as diferentes flutuações. .	56
Figura 21: Fluxo de energia verticalmente integrado na banda semidiurna (painéis superiores) e conversão de energia das marés barotrópicas para baroclínicas (painéis inferiores) durante os dois fundeios. Calculou-se o fluxo e a conversão diariamente (de acordo com as Equações 10 e 11) em relação a uma janela móvel centralizada de 15 dias de duração (para obter uma estimativa média baseada em pelo menos ~30 ciclos da maré semidiurna).....	57
Figura 22: Fluxo de energia associado ao primeiro modo baroclínico da componente M2 no Atlântico Sul, calculado pelo método de ajuste de ondas planas a partir de dados de SLA do CryoSat-2. A escala de cor de vermelho para amarelo indica a magnitude do fluxo e os vetores de direção de propagação. Os vetores só foram inseridos em regiões onde o fluxo de energia foi superior a 0,5 kW/m.	61
Figura 23: Diferença entre o campo de fluxos resultantes da análise do conjunto de dados dos anos de 2011 a 2018 menos o resultado de fluxo estimado, usando	

dados 2011 a 2015. As diferenças de fluxos inferiores a 0,2 kW/m foram colocadas na cor branca para melhor evidenciar os pontos de maior variabilidade.	63
Figura 24: Diferença entre o campo de fluxos resultantes da análise do conjunto de dados dos anos de 2011 a 2018 menos o resultado de fluxo estimado, usando dados 2012 a 2016. As diferenças de fluxos inferiores a 0,2 kW/m foram colocadas na cor branca para melhor evidenciar os pontos de maior variabilidade.	63
Figura 25: Diferença entre o campo de fluxos resultantes da análise do conjunto de dados dos anos de 2011 a 2018 menos o resultado de fluxo estimado, usando dados 2013 a 2017. As diferenças de fluxos inferiores a 0,2 kW/m foram colocadas na cor branca para melhor evidenciar os pontos de maior variabilidade.	64
Figura 26: Diferença entre o campo de fluxos resultantes da análise do conjunto de dados dos anos de 2011 a 2018 menos o resultado de fluxo estimado usando os dados 2014 a 2018. As diferenças de fluxos inferiores a 0,2 kW/m foram colocadas na cor branca para melhor evidenciar os pontos de maior variabilidade.	64
Figura 27: Conversão estimada para o outono (15 de abril a 15 de maio) para a região no entorno da CVT. Na escala de cor (em W/m ²), regiões com valores de conversão inferiores a 0,1 W/m ² foram branqueadas, buscando evidenciar, apenas, as regiões com valores superiores. As isóbatas vermelha e preta representam, respectivamente, 1000 m e 2000 m de profundidade.	66
Figura 28: Conversão estimada para o inverno e início da primavera (15 de setembro a 15 de outubro) para a região no entorno da CVT. Na escala de cor (em W/m ²), regiões com valores de conversão inferiores a 0,1 W/m ² foram branqueadas, buscando evidenciar, apenas, as regiões com valores superiores. As isóbatas vermelha e preta representam, respectivamente, 1000 m e 2000 m de profundidade.	66

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Posições geográficas dos fundeios	8
Tabela 2: Velocidades de fase, velocidade de grupo e comprimentos de onda calculados para o primeiro e segundo modos baroclínicos da constituinte M2 de MI com os dados dos fundeios, para os dois cenários de estratificação discutidos no texto, com base nas equações 7 a 9.....	48
Tabela 3: Importância relativa (variância explicada) da variabilidade total das correntes pelos dois primeiros modos estatísticos mais importantes, resultantes da análise EOF complexa das velocidades horizontais para diferentes períodos durante os dois fundeios.	52
Tabela 4: valores de amplitude e fluxo associado com a constituinte de maré interna M2 para os diferentes conjuntos (intervalos de anos) de dados disponíveis do <i>CryoSat-2</i>	62
Tabela 5: Sumário de resultados da análise de conversão de energia de maré barotrópica para baroclínica semidiurna realizada na CVT nos períodos de abril-maio e setembro-outubro.	67

LISTA DE ACRÔNIMOS

MI – Marés Internas

EC – Energia Cinética Horizontal

CTD – *Conductivity, Temperature and Depth Sensor*

ADCP – *Acoustic Doppler Current Profiler*

CVT – Cadeia Vitória-Trindade

SLA – *Sea Level Anomaly*

SSH – *Sea Surface High*

N – Frequência de Brunt–Väisälä

SSM – *Salinidade da Superfície do Mar*

SSH - Sea Surface High

SLA - Sea Level Anomaly

WOA13 – *World Ocean Atlas 2013*

1 INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Marés internas (MI) são ondas internas com frequência próxima das marés astronômicas, que ocorrem em águas estratificadas, como resultado da interação entre as correntes da maré barotrópica e feições submarinas com forte gradiente batimétrico, como a quebra de plataforma continental, cordilheiras oceânicas e montes submarinos (WUNSCH, 1975; EGBERT e RAY, 2000, HOLLOWAY, 2001; GARRETT e KUNZE, 2007). Essas ondas estão geralmente associadas com oscilações verticais significativas da picnoclina, que por sua vez podem trazer águas ricas em nutrientes para próximo da superfície, contribuindo localmente para a produtividade primária local (NEW e PINGREE, 1990; SHARPLES et al., 2007; KURAPOV et al., 2010; LIAO et al., 2017; SUANDA et al., 2017).

Observações indicam que as MI dominadas pelo primeiro modo baroclínico podem se propagar por longas distâncias, podendo ser detectadas a milhares de quilômetros de sua região de formação (DUSHAW et al., 1995; RAY e MITCHUM 1998; ST. LAURENT e GARRETT, 2002; PAIVA et al., 2018). As MI dominadas por modos baroclínicos mais elevados, por outro lado, se quebram e dissipam parte significativa de sua energia nas proximidades da região de geração, contribuindo para os processos locais de mistura (VLASENKO et al., 2010; KLYMAK et al., 2011). Quando se propagam por grandes distâncias, mudanças de frequência e fase dessas ondas podem ocorrer devido a variações da estratificação e do escoamento médio ao longo do percurso, tornando as MI por vezes incoerente (fora de fase) com a forçante barotrópica local (RADOK et al., 1967; BERNSTEIN e WHITE, 1974; BARNETT e BERNSTEIN, 1975; WUNSCH, 1975).

A geração de MI pode também variar em função da variabilidade da estratificação e das correntes na região de formação. A geração variável de MI é normalmente inferida a partir da observação da variação do fluxo de energia da MI nas proximidades das regiões de origem (EICH et al. 2004). Estimativas diretas de conversão, contudo, representam a forma mais indicada para

avaliação desse processo, e essas por sua vez, podem somente ser calculadas a partir de resultados de modelos numéricos ou dados de alta resolução vertical e temporal coletados *in situ* (KELLY e NASH 2010; ZILBERMAN et al., 2011).

A partir de modelagem numérica, as MI têm sido simuladas com certo grau de sucesso (SIMMONS et al., 2004; ARBIC et al., 2010; SHRIVER et al., 2014), e modelos globais têm sido constantemente melhorados para a representação correta destes movimentos. As simulações numéricas de SIMMONS et al., (2004) indicam que cerca de 75% da conversão global de energia da maré barotrópica para a marés baroclínicas ocorrem em 20 regiões do globo, onde há forte gradiente batimétrica, sendo as principais a Cordilheira Havaiana, o Estreito de Luzon no Mar do Sul da China, o Golfo da Biscaia e a Bacia das Mascarenhas. As estimativas de conversão total de energia de maré barotrópica semidiurna para a maré baroclínica na região do Estreito de Luzon (ALFORD et al., 2015; LI et al., 2020) e na Cordilheira Havaiana (NIWA e HIBIYA, 2001), por exemplo, atingem valores totais de 14-24 GW, dependendo da região usada na integração. As MI são tão energéticas nessas regiões que transferem quantidades substanciais de energia para o oceano profundo por mistura diapcnal, (MUNK e WUNSCH, 1998; EGBERT e RAY, 2000; WUNSCH e FERRARI, 2004; WATERHOUSE et al., 2014), fomentando, portanto, parte importante da energia necessária para a manutenção da célula de revolvimento meridional - MOC (PINGREE et al., 1986; ALFORD, 2003; NASH et al., 2004; GARRETT e KUNZE, 2007).

As MI apresentam uma pequena assinatura na superfície do oceano, da ordem de alguns centímetros, que pode ser identificada usando dados altimétricos provenientes de um conjunto de missões de diferentes satélites (RAY e MITCHUM, 1996; WUNSCH, 2013; ZHAO et al., 2016). Este tipo de conjunto de dados tem sido largamente utilizado para se observar MI em escala global (e.g., EGBERT e RAY, 2001; RAY e ZARON, 2016; ZHAO et al., 2016) e regional (e.g., CUMMINS et al., 2001; DUSHAW, 2002; ZHAO e ALFORD, 2009; ZHAO et al., 2010, 2011; ALFORD et al., 2011; MARALDI et al., 2011). Estudos baseados em altimetria geralmente focam na constituinte (M_2) semidiurna de maré, pelo fato dela geralmente ser dominante na maior parte dos oceanos, e além disso, detectável, considerando o tamanho das séries temporais de dados

altimétricos atualmente disponíveis. Um método de ajuste bidimensional de ondas planas tem sido largamente aplicado a esses dados altimétricos para gerar mapas globais e regionais de amplitude e fluxo de energia associado as MI semidiurna de primeiro modo baroclínico associada a constituinte M_2 (RAY e ZARON, 2016; ZHAO et al., 2016).

Apesar dos dados altimétricos satelitais possibilitarem cobertura global e regional para o amplo estudo da geração e propagação das MI, eles não permitem realizar uma descrição detalhada da estrutura vertical modal dessas ondas e tão pouco permitem analisar sua variabilidade temporal em diferentes escalas. Além disso, as estimativas do fluxo de energia realizadas a partir desse tipo de análise apenas capturarem a porção coerente do sinal das MI. Esses e outros aspectos, como a estimativa direta da conversão de energia, por outro lado, podem ser avaliados usando dados coletados *in situ*, derivados de diferentes instrumentos e técnicas de observação como gliders (JOHNSTON et al., 2013, 2015), tomografia acústica (DUSHAW et al., 1995, 2009; ZHAO, 2016a), perfiladores Argo (HENNON et al., 2014), e primariamente por linhas de fundeio instrumentadas (NASH et al., 2012a; KELLY et al., 2015).

HOLLOWAY et al. (2001), por exemplo, foram capazes de mostrar que as MI no nordeste da Austrália apresentam uma estrutura modal predominantemente de primeiro modo baroclínico sobre a plataforma, enquanto sobre o talude, apresentam uma estrutura multimodal, isto é, dividida entre modos baroclínicos mais elevados. SUBEESH e UNNIKISHNAN (2016), estudando o fenômeno na costa central das Índia, observaram que enquanto as MI semidiurnas locais são dominadas por uma estrutura de primeiro modo, as diurnas apresentam um padrão de multicamadas cisalhantes, que indicam que modos baroclínicos mais elevados são importantes. GUO et al. (2012), por outro lado, observaram que a estrutura modal sobre as águas do talude no Platô de Plateau variam com o tempo, tanto na banda semidiurna quanto na banda diurna, com um ciclo aproximadamente quinzenal (associado ao ciclo sizígia-quadratura).

ZILBERMAN et al. (2011) mostraram que na cordilheira do Havaí, entre as ilhas de Oahu e Kauai, a taxa de conversão pontual de energia varia por um fator de 2 (0,5 a 1,1 W/m^2) durante os seis meses de dados coletados por meio

de um fundeio instrumentado. De acordo com os autores, a conversão de energia varia em grande parte devido a mudanças na fase da perturbação de pressão, sugerindo existir um trabalho variável realizado pelas MI geradas remotamente.

No estreito de Luzon, estudos observacionais baseados em dados de fundeios (PICKERING et al., 2015; LIU et al., 2015) foram usados para investigar diversos aspectos sobre a propagação das MI e sua relação com a variabilidade da circulação e a estratificação na região. PICKERING et al. (2015) conseguiram quantificar fluxos integrados de energia maiores que 63 kW/m, evidenciando que a região é uma das importantes regiões de geração de MI do oceano em nível global. Seus resultados também pontuaram variabilidades espaciais significativas dos fluxos de energia dentro do estreito, associado com a complexa batimetria, estratificação vertical e escoamento médio local. Em termos de conversão, os autores estimaram valores pontuais de até 3 W/m², sendo observada forte variabilidade nestas estimativas ao longo do tempo, controladas principalmente pelo ciclo de sizígia-quadratura e nas diferentes posições relativas de cada fundeio. LIU et al. (2015) mostraram que MI nesta mesma região podem ser significativamente mais energéticas durante o inverno (cerca de 40% maior que no verão), devido a intrusão da Corrente de Kuroshio, ao aumento da forçante barotrópica e a interações não-lineares entre as bandas de marés. Esses autores também identificaram alta incoerência entre a MI e a forçante barotrópica local, sendo superior a 86% para a banda diurna e 78% para a semidiurna. No Mar do Sul da China, SHANG et al. (2015) analisaram 900 dias de dados in situ por meio de fundeios e observaram alta variabilidade sazonal, com ambas as estações, verão e inverno, apresentando-se 60% mais energéticas do que as demais estações do ano (primavera e outono) devido a forçante barotrópica.

Usando o método de ajuste de ondas planas mencionado anteriormente, aplicado a 22 anos de dados provenientes de diferentes satélites, PAIVA et al. (2018) mostraram que a Cadeia Vitória-Trindade (aqui referenciada como CVT), localizada na latitude de ~20,5° S, próxima da costa brasileira, representa a fonte principal de geração de MI semidiurnas no Atlântico Sudoeste. De acordo com esses autores, a MI gerada na cadeia se propaga por até ~1000 km a partir dela, tanto para sul, quanto para norte, apresentando uma estrutura vertical de

primeiro modo baroclínico dominante, porém com a presença de um segundo modo significativo. Os fluxos de energia próximo da CVT podem atingir valores de até 5 kW/m.

Apesar do trabalho PAIVA et al. (2018) ter apresentado informações inéditas sobre as MI semidiurnas geradas pela CVT, o estudo, limitado pela metodologia e natureza dos dados usados, não pode oferecer uma descrição detalhada da estrutura vertical modal dessas ondas e sua variabilidade temporal em diferentes escalas (quinzenal, sazonal ou interanual). Da mesma forma, também devido a metodologia usada, o estudo não apresenta informações sobre a variabilidade das propriedades energéticas das MI semidiurnas (energia cinética, fluxo e conversão de energia) e a sua correlação com a mudança do campo de massa na região.

Com o intuito de aprimorar o conhecimento sobre as MI geradas na CVT e sua propagação para o Oceano Atlântico Sudoeste, dados *in situ* inéditos, coletados por meio de uma linha instrumentada fundeada na área mais energética da cadeia (no flanco sul do monte Montague – Figura 1) foram analisadas nesse estudo. Como os dados do fundeio oferecem apenas uma observação pontual das MI, visando complementar as análises, mais duas bases de informações também utilizadas nessa tese buscando ampliar o entendimento sobre a geração e propagação das MI na região. A primeira delas consiste em dados altimétrico obtidos por sensoriamento remoto (satélite altimétrico *CryoSat-2*) e a segunda, de resultados de reanálise de modelagem numérica. Essas duas bases de informações possibilitaram a abrangência temporal e espacial necessária para atingir parte dos objetivos específicos desta tese.

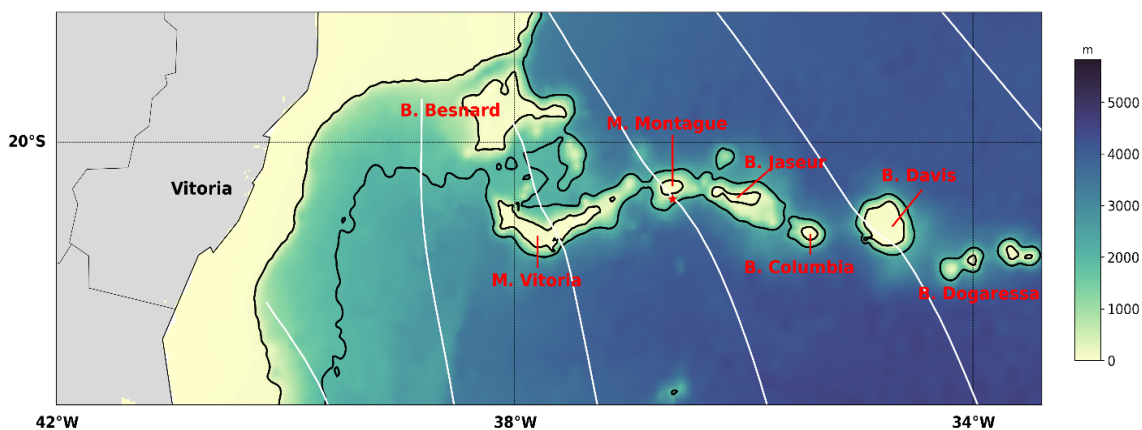


Figura 1: Região de entorno da CVT, mostrando a posição do fundeio (estrela vermelha) no flanco sul do Monte Submarino (posição central do monte indicada pela linha vermelha). As linhas pretas correspondem as isóbatas de 200 m e 1000 m, e as linhas brancas são as linhas de fase das marés barotrópicas M_2 que cruzam a região. O monte submarino Columbia e as Ilhas de Martins Vaz e Trindade não estão representados (estão mais a leste) na figura para melhor visualização da região do fundeio.

O objetivo geral da presente tese é caracterizar a geração e propagação das MI na região da CVT quanto a sua variabilidade, forma, estrutura vertical e coerência, estimando valores de energia cinética, fluxo e conversão de energia associados. Os objetivos específicos do trabalho, por sua vez, correspondem a:

1 - Investigar a importância das MI para a variabilidade energética total ao longo da coluna d'água e sua correlação com a variação do campo de massa.

2 - Analisar a estrutura vertical, determinando os modos dinâmicos e empíricos verticais dominantes e sua variabilidade de importância relativa no tempo.

3 - Analisar as propriedades das elipses de maré construídas a partir do sinal baroclínico para a componente semidiurna mais dominante, avaliando também sua variabilidade vertical ao longo do registro e associando com variação vertical do campo de massa.

4 – Estimar propriedades energéticas da MI semidiurna como energia cinética (EC), fluxo e a conversão de energia da maré barotrópica para baroclínica no local do fundeio e avaliar sua variabilidade ao longo do tempo e sua relação com a estratificação local.

5- Analisar e quantificar a coerência do sinal de MI na banda semidiurna e sua variabilidade ao longo do ano.

6- Analisar e quantificar a variabilidade interanual do fluxo de energia de MI semidurnas irradiado ao longo de toda a CVT para o Oceano Atlântico Sudoeste.

7- Quantificar a conversão de energia total realizada pela CVT, de forma a avaliar sua importância em termos globais, identificando também as principais regiões de formação (*hotspots*) ao longo do seu contorno.

8- Analisar e quantificar a variabilidade nos valores de conversão total entre os diferentes meses do ano, observando também, se houve mudanças na posição e profundidade das regiões de maior geração.

2 METODOLOGIA

A seguir, serão apresentadas informações sobre os dados coletados *in situ*, como esquema da linha fundeio, tipos de sensores utilizados e configuração de coleta. Em seguida serão apresentadas as metodologias utilizadas para se analisar cada objetivo específico anteriormente apresentado. Informações sobre os dados altimétricos e os resultados de modelo numéricos usados nas análises de variabilidade interanual e estimação da conversão total realizada pela CVT são também subsequentemente apresentadas.

2.1 DADOS *in situ*

Os dados analisados nesta tese foram coletados (posição dos fundeios - Tabela 1) por meio de uma linha de fundeio instrumentada, lançada duas vezes, aproximadamente, no mesmo ponto, ao sul do Monte Montague, em uma região de forte gradiente batimétrico.

A escolha desse ponto fundamenta-se nos elevados valores locais de fluxo de energia, apresentados por PAIVA et al. (2018), sendo uma das regiões mais intensas de geração de MI ao longo da CVT.

A realização de dois fundeios foi necessária devido, principalmente, à taxa de amostragem e autonomia dos equipamentos instalados nas linhas, contudo ambas possuíam configurações semelhantes em termos de número e posição dos sensores.

Tabela 1: Posições geográficas dos fundeios

ILHAS 01	ILHAS 02
Latitude: 20° 26,173'S	Latitude: 20° 26,1917'S
Longitude: 036° 41,906'W	Longitude: 036° 41,8827'W

O primeiro fundeio, lançado a 285 m de profundidade, que teve uma abrangência temporal maior que o segundo, registrou dados entre 20 de abril e 10 de dezembro de 2016, o que permitiu a observação de perfis verticais de

corrente, temperatura e salinidade ao longo de 8 meses. A linha de fundeio (Figura 2) foi composta por uma boia de subsuperfície a aproximadamente 40 m de profundidade, uma cadeia de 19 termistores (Onset UTBI-001 HOBO *TidbiT* v2 Water Temperature Data Logger), instalados a cada 10 m ao longo da linha (profundidade de cada sensores especificada na tabela do ANEXO C), 2 CTDs posicionados nas profundidades de (50 e 120) e um perfilador acústico de correntes (Teledyne RDI WH Quartermaster 150 Khz) a 15 m do fundo com os seus transdutores voltados para a superfície perfilando, com resolução de 4 m, aproximadamente 269 m de coluna d'água até a superfície. Os equipamentos foram configurados para realizar medições a cada 30 minutos.

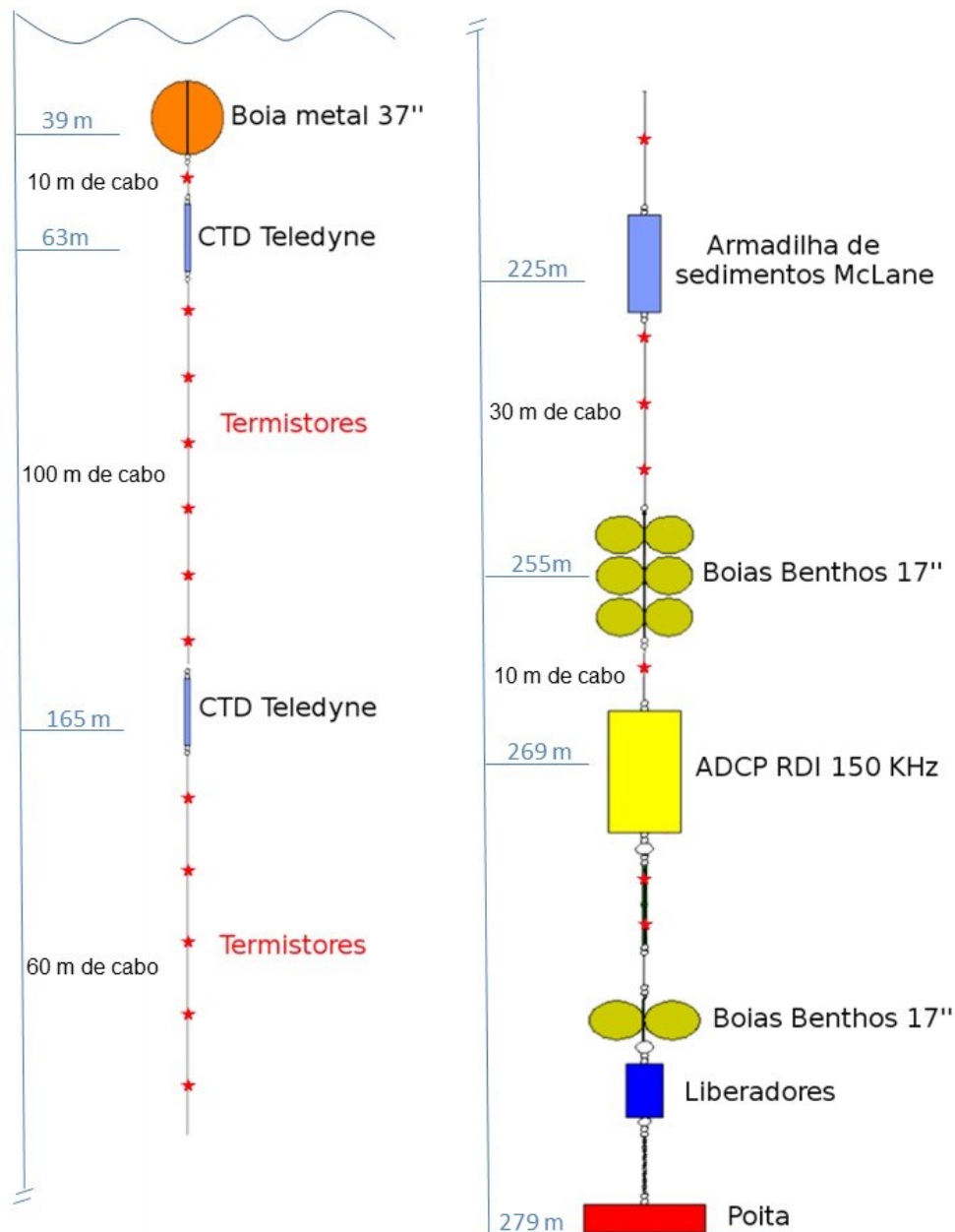


Figura 2: Configuração da linha de fundeio instrumentada no primeiro período de coleta de dados, entre abril e dezembro de 2016.

O segundo fundeio (Figura 3) foi lançado em uma posição muito próxima do primeiro (a 54 m de distância, conforme Tabela 1) e permaneceu na água por um período inferior em relação ao primeiro fundeio. Ele registrou dados entre 15 de janeiro e 22 de maio de 2018, tendo uma duração total de um pouco mais de 4 meses. A profundidade local também foi ligeiramente inferior (~260 m). A linha de fundeio, nesse caso, também contou com mais sensores e apresentou

pequenas diferenças nas posições relativas de cada sensor ao longo da linha. Os equipamentos também foram configurados para salvar medições a cada 30 minutos.

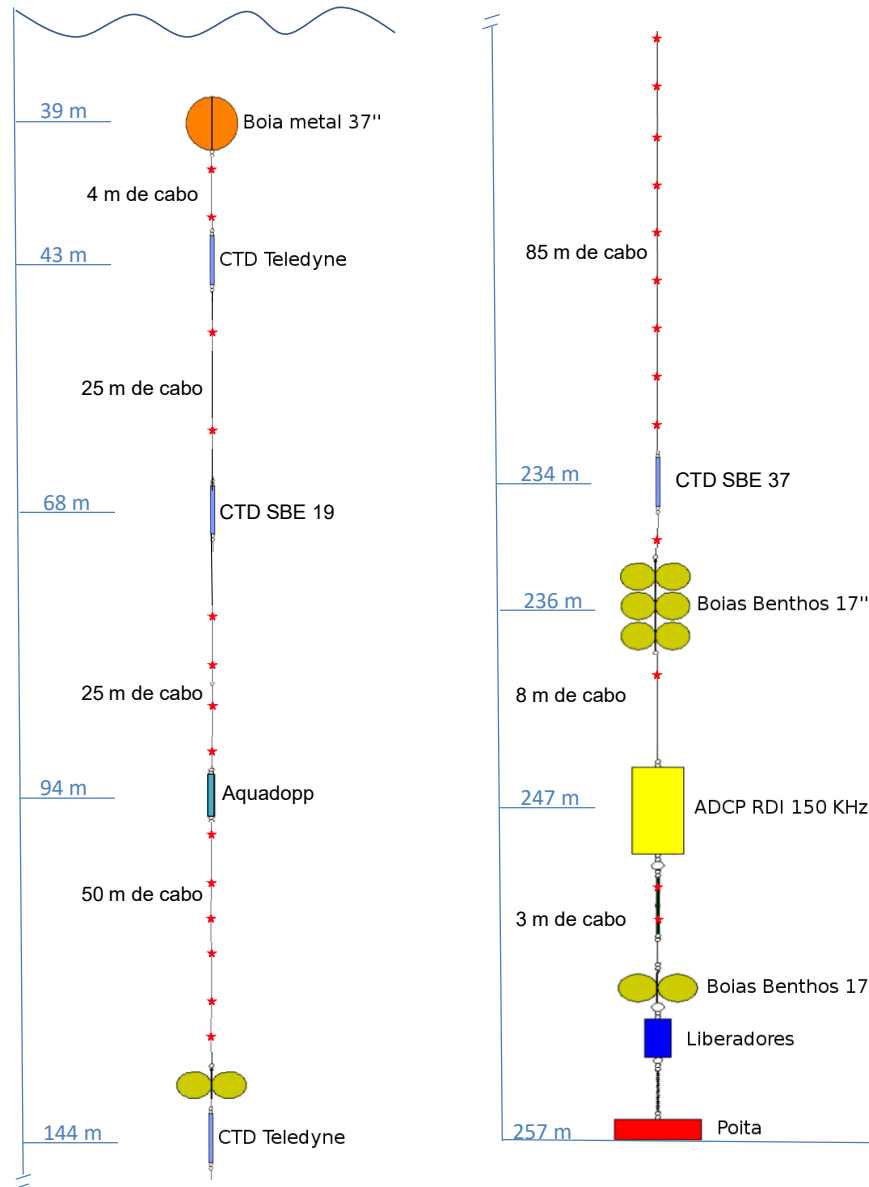


Figura 3: configuração da linha de fundeio instrumentada no segundo período de coleta de dados, entre janeiro e abril de 2018.

Apesar de os fundeios terem ocorrido em anos diferentes, juntando a abrangência temporal dos dois, foi possível coletar dados nessa região em todos os meses do ano, o que permitiu uma análise do comportamento das MI em diferentes épocas do ano.

Como os TidbiTs não são equipados com sensores de pressão, as profundidades de medição foram estimadas considerando a profundidade local e a inclinação da linha de fundeio (inferior a 3 graus, conforme registrado pelo ADCP em ambos fundeios). Instalaram-se, também, CTDs em ambos os fundeios, mas os dados de salinidade foram confiáveis, apenas, para um (*Teledyne Citadel*, a 166 m de profundidade), no primeiro fundeio em 2016 e dois (SBE19plusV2, a 69 m de profundidade e SBE37smp, a 233 m de profundidade) no segundo.

A alta resolução vertical das medições de temperatura e velocidade das correntes (respectivamente, 10 e 4 m) foi determinante para resolver as marés baroclínicas e separá-las das barotrópicas, bem como para calcular a conversão de energia barotrópica para baroclínica, a fim de integrar, verticalmente, o fluxo de energia das MI e analisar sua estrutura vertical modal.

2.2 ANÁLISE DOS DADOS DO FUNDEIO

2.2.1 Controle de qualidade dos dados

As séries temporais de temperatura, salinidade e velocidade de correntes, em diferentes níveis, foram tratadas empregando-se testes de consistência com intuito de se retirar do registro os dados espúrios ou repetidos. Um filtro passa-baixa com período de 3 horas também foi aplicado aos dados antes das análises para retirar ruído de alta frequência, potencialmente presente no registro bruto, que não reflete uma variabilidade real dos dados. Além disso, antes de qualquer processamento, realizou-se uma avaliação visual preliminar das séries e em que foi possível identificar a presença marcante de oscilações com períodos próximos da maré semidiurna, principalmente nas séries brutas de temperatura.

Excluíram-se da análise os dados de corrente da camada mais superficial (os primeiros 30 m de profundidade), como recomendado pelo manual do fabricante do ADCP, uma vez que os dados dessa parcela da coluna d'água estão contaminados pelo retorno de sinal do lóbulo secundário dos transdutores do equipamento, conforme a Figura 4.

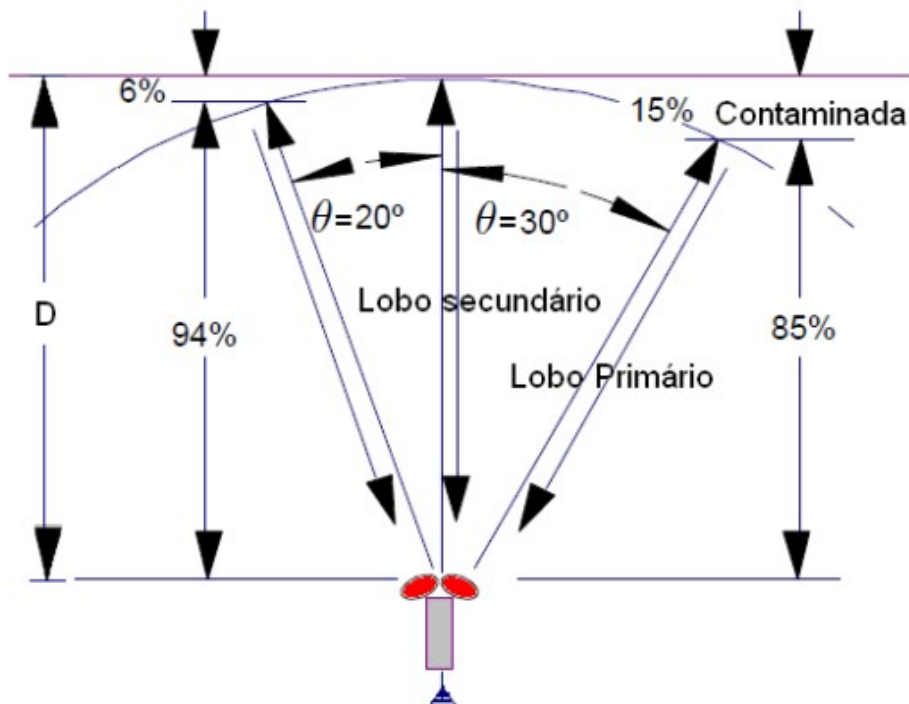


Figura 4: Esquema evidenciando a relação entre o ângulo do transdutor (20° ou 30°) e a espessura da camada contaminada, próxima da superfície. Considerou-se como contaminado os 30 primeiros metros de profundidade visto que os transdutores do modelo de ADCP usado possuem 20° inclinação com a vertical e somado a isso, deve-se adicionar a oscilação natural da linha durante o fundeio que teve amplitude de 3°.

2.2.2 Determinação de bandas de frequências dominantes presentes nos registros

Computaram-se espectros de alta resolução usando os registros de temperatura e correntes das diferentes profundidades com intuito de se obter maior resolução e confiança estatística possível na análise. As densidades de espectro de potência (PSDs) foram definidas de acordo com a equação (1):

$$PSD = \sqrt{PSD_u^2 + PSD_v^2} \quad (1)$$

em que PSD_u e PSD_v são os PSDs das componentes u (zonal) e v (meridional) da velocidade, respectivamente. A análise espectral foi realizada aplicando a Transformada Rápida de Fourier a todas as séries temporais, subdividindo-as em janelas (método de Welch) de 2,034 horas (~85 dias), com sobreposição de 50% e com intervalo de confiança de 95%. O tamanho da janela de Welch escolhida representa uma solução de compromisso entre o número de janelas obtidas dentro da série temporal total (quanto maior o número de janelas a serem

mediadas, maior confiança estatística da análise), o número de repetições dos ciclos do fenômeno de interesse dentro da janela e a resolução da análise espectral (dada pela razão $1/T$, em que T representa o período total da janela).

Essa análise demonstrou o caráter baroclínico do sinal, com variações significativas das energias da banda de maré entre as diferentes profundidades, tanto nos dados de temperatura quanto no de correntes, como será apresentado mais à frente no tópico dos resultados.

2.2.3 Separação do sinal de maré semidiurna

A extração da componente semidiurna da maré foi realizada por meio de um filtro *Butterworth* de quarta ordem, usando as frequências de corte de [1,8 e 2,4] cpd (ciclos por dia), aplicada às séries temporais de corrente de cada célula de profundidade do ADCP e a cada registro dos sensores de temperatura fixados ao longo da linha de fundeio. É importante mencionar que esse filtro utilizado tem como característica a preservação da fase na série resultante filtrada, o que é imprescindível para o presente estudo. Ressalta-se, também, que, nessa função filtro, a frequência de corte corresponde àquela em que a amplitude normalizada de resposta do filtro é igual a $\sqrt{\frac{1}{2}}$.

2.2.4 Separação da componente baroclínica, energia cinética e análise harmônica

A componente baroclínica da maré semidiurna no sinal de correntes foi obtida retirando-se média vertical da série já filtrada para cada passo de tempo. Esse método de obtenção da componente baroclínica se mostra robusto uma vez que os dados de ADCP utilizados cobriam aproximadamente 90% da coluna d'água. As configurações dos dois fundeios permitiram também que os dados de temperatura fossem amostrados com resolução vertical e abrangência da coluna d'água suficientes para permitir a separação da componente barotrópica e a decomposição correta das componentes baroclínicas do sinal (NASH *et al.*, 2005; PICKERING *et al.*, 2015).

Calculou-se a energia cinética horizontal integrada em profundidade, referenciada como EC, usando a série filtrada na banda semidiurna de acordo com a equação (2):

$$EC = \frac{1}{2} \rho_0 \int_{H1}^{H2} U_{(z)}^2 dz \Rightarrow \frac{1}{2} \rho_0 \int_{H1}^{H2} (u'_{(z)}^2 + v'_{(z)}^2) dz \quad (2)$$

em que U representa a velocidade da corrente horizontal, H1 e H2 são os limites inferior e superior de profundidades das observações (aqui H1 = 30 m e H2 = 235 m), respectivamente. Portanto, os valores de EC foram calculados usando as correntes de maré baroclínicas filtradas na banda semidiurna.

Para estimar a amplitude e a fase da constituinte de maré, utilizou-se o *T_Tide*, um pacote de análise harmônica (PAWLOWICZ et al., 2002), baseado na linguagem de programação Matlab, aplicado à série temporal de cada profundidade de medição do ADCP (células de medição de 4 m). Os resultados das análises harmônicas foram usados para recuperar as propriedades das elipses constituintes de M_2 , apresentadas nas seções 3.1.2 e 3.1.4. A análise harmônica também foi aplicada às séries temporais de correntes baroclínicas, filtradas para se extrair a componente coerente das MI semidiurnas.

2.2.5 Obtenção de dados de salinidade

A salinidade, necessária para calcular a densidade (utilizada para calcular a estratificação vertical e se estimar o fluxo e a conversão de energia) a cada profundidade de medição foi estimada com base nos dados de temperatura, usando a equação polinomial proposta por VAN CASPEL et al. (2010) (equação (3)) para o oceano Atlântico Sul, mais especificamente para a região de entorno da CVT.

$$S = (-1,607980973067401 * 10^{-6}) * T^5 + (9,898453940587239 * 10^{-5}) * T^4 + (-2,423257989541643 * 10^{-3}) * T^3 + (3,483811461746307 * 10^{-2}) * T^2 + (-1,78458925923449410 * 10^{-1}) * T + 3,469061170505277 * 10 \quad (3)$$

em que “S” representa a salinidade estimada e “T” o dado de temperatura medido.

VAN CASPEL et al. (2010) demonstraram que o erro RMS das estimativas de salinidade, obtidas com esse polinômio de quinta ordem, varia de 0,2 a 0,1 PSU entre a superfície e 200 m de profundidade na região da CVT. Os dados de salinidades dos CTDs foram utilizados para verificar a eficácia do método, comparando-se o resultado obtido pela equação empírica para o *Tidbit* mais próximo do respectivo CTD. Os resultados mostraram valores de erros similares entres as séries temporais.

Além disso, a densidade é governada pela temperatura e não pela salinidade nessa faixa de profundidade que o fundeio se encontra, o que torna essa abordagem de extrapolação da salinidade confiável para se estimar a estratificação vertical, baseada no cálculo da frequência de *Brunt–Väisälä* N . de acordo com a equação (4) a seguir:

$$N(z) = \sqrt{\frac{-g}{\rho_0} \frac{d\rho}{dz}} \quad (4)$$

em que ρ_0 corresponde à densidade média, g representa a aceleração da gravidade, dz consiste na distância vertical entre os dados de densidades estimados, que, por sua vez, é igual à resolução vertical da medição de temperatura (10 m) e $d\rho$ é a variação de densidade na distância dz .

Para realizar a análise de modos dinâmicos verticais, preencheram-se as lacunas de dados no fundo e na superfície nos perfis médios apresentados nas análises da seção 3.1.3, usando a climatologia mensal do WOA13 respectivamente aos meses analisados (abril/maio para o Outono e agosto/setembro para o inverno). Os perfis médios de salinidade, por sua vez, foram empiricamente extrapolados desses perfis médios de temperatura já reconstruídos.

Esse procedimento foi necessário para poder extrair um perfil completo de densidade e, conseqüentemente, um perfil de frequência de *Brunt–Väisälä* usando a equação (4). Para evitar criar uma descontinuidade fictícia (criando um ponto de inflexão ou deflexão inexistente) no perfil médio de temperatura no ponto de interseção entre o observado e o climatológico, utilizou-se, apenas, o gradiente do perfil climatológico para a reconstrução, mantendo o perfil realista.

Conectou-se o dado médio (média temporal) do último sensor próximo da superfície (35m em 2018 para o outono e 63 m no inverno) ao segmento de perfil climatológico ajustado até a superfície. Em outras palavras, o segmento do perfil climatológico usado (de 35m de profundidade até a superfície no outono) teve de ser deslocado (adicionando um offset de temperatura) para não criar uma descontinuidade caracterizada por uma inflexão irreal no perfil resultante de estratificação. Esse método de preenchimento das lacunas se mostrou válido uma vez que a região preenchida sempre esteve dentro da camada de mistura de acordo com os perfis climatológicos médios mensais do WOA13, usados para reproduzir as figuras apresentadas na seção 3.1.3. A metodologia de preenchimento não comprometeu a análise, visto que a lacuna de dados na superfície estava dentro da camada de mistura, em que variações de temperatura são pequenas, o que também é verdadeiro em relação à região próxima ao fundo.

Após os perfis de temperatura terem sido reconstruídos até a superfície aplicando esse método, definiu-se, então, para o outono e para o inverno, a profundidade da camada de mistura e a profundidade do topo da termoclina. O critério aplicado para definir a MLD fundamentou-se em um método de limite baseado na diferença finita de um valor de temperatura de referência próximo à superfície. Uma interpolação linear de temperatura entre a profundidade de referência definida em 10 m para estimar a profundidade exata na qual o critério da diferença é alcançado. O critério de temperatura escolhido foi de 0,2°C de diferença absoluta da profundidade de referência de 10 m (De Boyer MONTÉGUT et al.,2004). A profundidade do topo da termoclina, então, foi por sua vez, definida como aquela acima da qual a temperatura é superior à temperatura da superfície (a 10m de profundidade) diminuída de 0,2 °C (DE BOYER MONTÉGUT et al., 2007; MIGNOT et al., 2007).

2.2.6 Análise dos modos dinâmicos

Mudanças na estratificação podem influenciar, fortemente, a propagação e formação das MI em uma determinada região. Para entender o comportamento dessas marés na área de estudo, realizou-se uma análise de decomposição dos

modos dinâmicos usando os perfis médios de estratificação (perfil de frequência de *Brunt–Väisälä*).

Os dados termohalinos foram, então, extrapolados para toda coluna d'água (conforme descrito no item 2.2.5) para se calcular os perfis médios de estratificação e utilizados para se estimar os modos dinâmicos do deslocamento vertical e da velocidade horizontal. Como resultado da análise, também foram obtidas velocidades de fase, grupo e comprimento de onda dos três primeiros modos baroclínicos. Essa análise foi segregada para dois períodos, visto que o campo de massa no local variou ao longo dos diferentes meses do ano.

Assumindo aproximação hidrostática e sem considerar os efeitos de cisalhamento do escoamento médio no fundo, os modos baroclínicos para o deslocamento vertical $\Phi_{(z)}$ e a velocidade horizontal $\Pi_{(z)}$ podem ser determinados pelas equações (5) e (6):

$$\frac{d^2\Phi_{(z)}}{dz^2} + \frac{N_{(z)}^2}{C_n^2}\Phi_{(z)} = 0 \quad (5)$$

$$\mathbf{e} \Pi_{(z)} = \rho_0 C_n^2 \frac{d\Phi_{(z)}}{dz} \quad (6)$$

com as condições de contorno $\Phi_0 = \Phi_{-H} = 0$ (a aproximação da tampa rígida), H é a profundidade local, n é o número do modo ($n = 0$ para o modo barotrópico) e C_n é a velocidade modal (GILL, 1982). A velocidade de fase (C_p), a velocidade de grupo (C_g) do modo- n ($n > 0$) e o comprimento de onda (λ_x) da maré interna podem então ser calculadas a partir de C_n , seguindo a relação de dispersão de onda linear (ZHAO et al., 2010). Apresentam-se a seguir essas equações ((7) (8) e (9)).

$$C_p = \frac{\omega}{(\omega^2 - f^2)^{1/2}} C_n \quad (7)$$

$$C_g = \frac{(\omega^2 - f^2)^{1/2}}{\omega} C_n \quad (8)$$

$$\frac{1}{\lambda_x} = \frac{(\omega^2 - f^2)^{1/2}}{C_n} \quad (9)$$

em que n corresponde ao número do modo, ω é a frequência angular da constituinte de maré interna, f é a frequência de *Coriolis* e C_n é a celeridade do autovetor (GILL, 1982).

Os três primeiros automodos verticais e C_n foram calculados usando um programa de análise de modos normais, desenvolvido em Matlab (o programa de Matlab desenvolvido por J. Klinck chamado `dynmodes.m`, disponível online em <http://woodshole.er.usgs.gov/operations/sea-mat/klinck-html/index.html>). A velocidade do modo C_n foi calculada com base no perfil médio (média temporal) de *Brunt–Väisälä* N .

2.2.7 Decomposição da Estrutura Vertical por Funções Ortogonais Empíricas Complexas

A análise das funções ortogonais empíricas complexas (*Complex Empirical Orthogonal Function* – CEOF), também conhecida como análise de componentes principais, é um método estatístico que fornece uma descrição espacial e temporal compacta da variabilidade de uma série temporal em termos de funções ortogonais ou modos estatísticos (EMERY e THOMSON, 1997). Esse método é amplamente utilizado, pois possibilita relacionar o padrão de cada modo estatístico à modos dinâmicos (ou comportamentos físicos) (KAIHATU et al., 1998), e, por esse motivo, tem sido utilizada na oceanografia para inferir a energia e escalas espaciais e temporais de diversos processos físicos, entre eles, a variabilidade de correntes oceânicas.

A análise EOF foi usada para revelar a estrutura multimodal detalhada das MI na região, procurando padrões verticais e variações temporais (LEE et al., 2012; XU et al., 2013). Ela foi aplicada às séries de correntes filtradas na banda semidiurna para cada camada do ADCP após a remoção do sinal barotrópico. A análise de EOF, apresentada nos resultados, é do tipo complexa, isto é, utiliza as componentes zonal e meridional da velocidade na decomposição da estrutura vertical das correntes horizontais em modos estatísticos.

A partir dessa análise, estimou-se a relação de porcentagem da variabilidade correspondente a cada modo vertical. O registro também foi dividido em períodos correspondentes às estações do ano (outono representado por abril/maio e inverno por agosto/setembro), com o intuito de se observar variações na porcentagem de variabilidade associado a cada modo e correlacionar com variações no campo de massa. A análise comparativa entre

os modos dinâmicos e os empíricos mais dominantes da velocidade pode revelar se há uma concordância na posição dos máximos e mínimos de amplitudes de cada modo.

É importante destacar que não há, necessariamente, uma relação física ou matemática entre os modos estatísticos das EOFs e os modos dinâmicos. Na análise de EOF, determinam-se os autovetores, autovalores e os coeficientes de uma matriz real. Cada autovetor, ou modo, oferece um perfil (ou em outras aplicações campo) espacial que possui uma fração maximizada da variância total ou energia determinada pelo seu autovalor associado, sendo que a série temporal dos coeficientes (amplitudes) fornece a evolução temporal do espaço em N – dimensões. Pode-se, ainda, dizer que a energia total é obtida pela combinação linear de autovalores e autovetores. Normalmente, a maior parte da variância de uma série temporal pode ser explicada nos primeiros modos estatísticos (BJORNSSON e VENEGAS, 1997; CASAGRANDE et al., 2011).

2.2.8 Análise do fluxo de energia e conversão

O fluxo de energia foi calculado com base nas séries filtradas na banda semidiurna, segundo a metodologia de KUNZE et al. (2002) e NASH *et al.* (2005), por meio da covariância da perturbação (aqui definida com flutuação baroclínica na banda semidiurna) de pressão (p') com a velocidade horizontal (u'), de acordo com a equação (10):

$$\mathbf{F} = \langle u' \cdot p' \rangle \quad (10)$$

em que os parênteses $\langle \rangle$ indicam a média temporal ao longo do período de maré. Integrou-se o valor de fluxo computado em cada camada na vertical, segundo a equação (11):

$$\mathbf{F} = \left\langle \int_{-H}^0 u' \cdot p' dz \right\rangle \quad (11)$$

As anomalias de velocidade e pressão usadas no cálculo do fluxo de energia apresentam uma relação positiva de fase entre si e inversa com a perturbação de densidade (mínimo de densidade ocorrendo no mesmo momento em que o máximo de pressão e velocidade ocorrem) no comportamento padrão

condizente com a Teoria Linear de Onda Interna Progressiva. Como pode ser verificado pela equação (10), o fluxo estimado é proporcional ao produto das flutuações da velocidade horizontais com a da pressão. Se a pressão estiver descorrelacionada com a velocidade horizontal local, o fluxo de energia computado não será eficiente. Isso pode ocorrer em regiões com sinal de MI com alto nível relativo de incoerência (KELLY e NASH 2010). PICKERING et al. (2015), por exemplo, estudaram a estrutura e a variabilidade das MI no Estreito de Luzon e discutiram o nível de coerência dessas ondas e a relação dessa propriedade com o fluxo de energia. Para um dos pontos de observação analisados por esses pesquisadores, observaram-se baixos valores de fluxo, com baixa correlação com a forçante barotrópica em comparação com os demais pontos. De acordo com o estudo, a variabilidade de fase e amplitude das anomalias de pressão, associada com o baixo nível de coerência das MI no local, ocasiona a perda de correlação com a anomalia de velocidade, diminuindo, assim, a eficiência de geração e fluxo de energia de MI.

A metodologia utilizada para computar a perturbação de pressão baseia-se na integração da pressão ao longo da coluna d'água, do fundo para a superfície, tendo como premissa a condição baroclínica representada na equação (12):

$$\frac{1}{H} \int_{-H}^0 p' (z, t) dz = 0 \quad (12)$$

sendo que a flutuação de pressão é originalmente representada pela equação (13):

$$p' = P_{surf} + \int_z^0 \rho' g dz, \quad p' - P_{surf} = \int_z^0 \rho' g dz \quad (13)$$

em que P_{surf} é a pressão na superfície ou componente barotrópica da pressão obtida pela média vertical do valor de pressão total. Considerando as ondas internas como hidrostáticas, a anomalia de pressão, por sua vez, pode ser obtida pela integração da perturbação de densidade ρ ao longo de toda a coluna d'água.

Da mesma forma para a velocidade, a componente barotrópica da velocidade pode ser extraída pela premissa da condição baroclínica, retirando-

se a média vertical, de onde se pode então definir que a perturbação da velocidade pode ser obtida retirando-se a componente de velocidade barotrópica, conforme a equação (14):

$$\mathbf{u}_{BT} = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 [\mathbf{u}(z, t) dz - \bar{\mathbf{u}}(z)] dz$$

(14)

$$\mathbf{u}' = \mathbf{u}(z, t) - \mathbf{u}_{BT}$$

O método descrito acima descrito é sensível à forma de amostragem dos dados termohalinos e de correntes ao longo da coluna d'água, em relação a sua abrangência e resolução dos intervalos verticais de medição. Isto porque, para se determinar a pressão na superfície, é necessária uma integração entre os dois extremos da coluna d'água. Portanto, lacunas de medição podem introduzir erros na quantificação do fluxo de energia (NASH et al., 2005).

Para minimizar essa tendência de erro, calculou-se o fluxo de energia usando um fator de compensação baseada na razão H/h, isto é, proporcional ao tamanho da lacuna de dados na superfície e no fundo, em que H representa a profundidade local e h é a porção da coluna d'água sem dados. A lacuna de dados de densidade (informação necessária para o cálculo da anomalia de pressão) foi de 60 m no fundeio de 2016 e 35 m no segundo. No fundo, essa lacuna foi de 15-20 m para ambos fundeios.

No caso dos dados do ADCP, essa lacuna foi de sua posição até o fundo, e na superfície, onde os dados estão contaminados pelo ruído advindo dos lóbulos secundários dos transdutores, que, geralmente, compreende aproximadamente, 10% da camada superficial da lâmina d'água total quando o ADCP está com seus transdutores voltados para a superfície.

Estimou-se a conversão de energia da maré barotrópica para baroclínica, ou taxa do trabalho realizado pela pressão feita pela maré barotrópica na maré baroclínica, segundo a equação (15) (KELLY e NASH 2010; ZILBERMAN et al. 2011):

$$C = \langle \nabla H \cdot \mathbf{u}_{BT} p'_b \rangle$$

(15)

em que ∇H corresponde ao gradiente batimétrico corresponde ao gradiente batimétrico, \mathbf{u}_{BT} é a componente barotrópica da velocidade, p'_b é a perturbação

pressão no fundo e os colchetes $\langle \ \rangle$ indicam a média ao longo do período do ciclo de maré. A conversão de energia barotrópica para baroclínica na banda semidiurna foi também corrigida pelo fator de compensação H/h relativo ao *gap* de dados.

O cálculo da conversão, conforme apresentado na equação (15), é diretamente proporcional ao gradiente batimétrico ∇H . Essa inclinação final deve ser determinada por meio do somatório das componentes meridional e longitudinal do declive batimétrico. Erros na determinação dessas componentes podem introduzir significativa subestimação ou superestimação do valor total de conversão. Ressalta-se que o valor de conversão é dado em unidades de energia por comprimento (W/m^2) e nem sempre há uma relação positiva e direta entre o valor de energia da maré barotrópica local e a convertida em energia baroclínica.

2.2.9 Análise da relação entre marés coerentes e incoerentes na banda semidiurna

A MI semidiurna coerente foi extraída aplicando-se a análise harmônica na série temporal filtrada (banda semidiurna) nos sinais de corrente e temperatura, em cada profundidade, semelhante à metodologia aplicada por NASH et al. (2012) e PICKERING et al. (2015). Em seguida, as séries temporais foram reconstruídas usando, apenas, os principais (maiores amplitudes de acordo com a análise harmônica) constituintes semidiurnos (M_2 , S_2 e N_2).

Os limites escolhidos para a definição da banda semidiurna podem afetar fortemente a partição entre bandas coerentes e incoerentes. Da mesma forma, o tamanho da janela de tempo, usada na análise harmônica, pode influenciar nas estimativas de amplitude e fase das constituintes das marés calculadas, de forma que a série de velocidades coerente, reconstruída a partir delas, seja, por conseguinte, afetada. Portanto, o fluxo de energia coerente, estimado a partir dessas séries, é diretamente influenciado pelo tamanho da série usada na análise harmônica.

No presente estudo, a amplitude e a fase dos principais constituintes semidiurnos foram obtidas para duas janelas de tempo diferentes: para o outono

de 2018, foram utilizados 52 dias entre abril e maio (1 de abril a 22 de maio), e, para o inverno de 2016, foram utilizados 60 dias entre agosto e setembro. Essas janelas foram escolhidas para corresponder aos cenários extremos da estratificação local, conforme mostrado na Seção 3.2. Como os registros de 2016 começaram em 21 de abril, a janela de tempo utilizada no outono de 2016 foi de 60 dias a partir dessa data até 20 de junho. A porcentagem de maré coerente foi então estimada, para cada profundidade, pela razão entre os fluxos de energia estimados pelas séries temporais coerentes e totais.

Quantificar o nível de coerência das MI de um local é essencial não apenas para comparar com estimativas obtidas a partir de dados de altímetros satelitais, como o no estudo de Paiva et al. (2018), mas também para ajudar a entender o mecanismo que possa explicar a variabilidade significativa do fluxo de energia nos cenários de estratificação na CVT.

Embora não estritamente ligada à forçante barotrópica, a componente coerente pode ser interpretada como a maré interna, gerada localmente na ausência de mudanças de estratificação e de velocidade induzidas pela atividade de mesoescala na região. A maré interna coerente, dominante na área, constitui um aspecto local relevante, uma vez que os mapas de fluxo de energia de PAIVA et al. (2018) somente capturam essa parte da MI semidiurna que se propaga a partir da CVT.

MI incoerentes, entretanto, desempenham um papel importante na cascata de energia das marés para a mistura turbulenta nos oceanos. De acordo com LIU et al. (2015), MI incoerentes possuem uma estrutura vertical constituída por modos dinâmicos elevados, e esse tipo de estrutura, por sua vez, é caracterizada por um forte cisalhamento vertical, que eventualmente se quebra, proporcionando mistura turbulenta ao longo da coluna d'água. Portanto, investigar características coerentes e incoerentes das MI pode contribuir para se melhorar a parametrização da mistura turbulenta na região da CVT. Assim, conhecer a variabilidade das MI incoerentes ao longo do ano pode ajudar a entender a variabilidade de mistura turbulenta ao redor do CVT.

2.2.10 Análise das propriedades das elipses de maré por meio da análise harmônica

Os hodógrafos formados com base nas séries temporais das componentes da velocidade das correntes filtradas na banda semidiurna possuem propriedades que variam no tempo e em profundidade. Estas propriedades, como direção de propagação (direção do semieixo maior das elipses), amplitudes dos semieixos e excentricidade ilustradas na Figura 5 foram estimadas por meio da análise harmônica e as variações em suas formas ao longo da coluna d'água foram analisadas com o intuito de se apresentar, pela primeira vez, para a região, uma caracterização dessas feições e suas variações de forma para as diferentes épocas do ano. Foram analisadas as propriedades das elipses formadas com base nas séries totais (barotrópico + baroclínica) e baroclínicas semidiurnas.

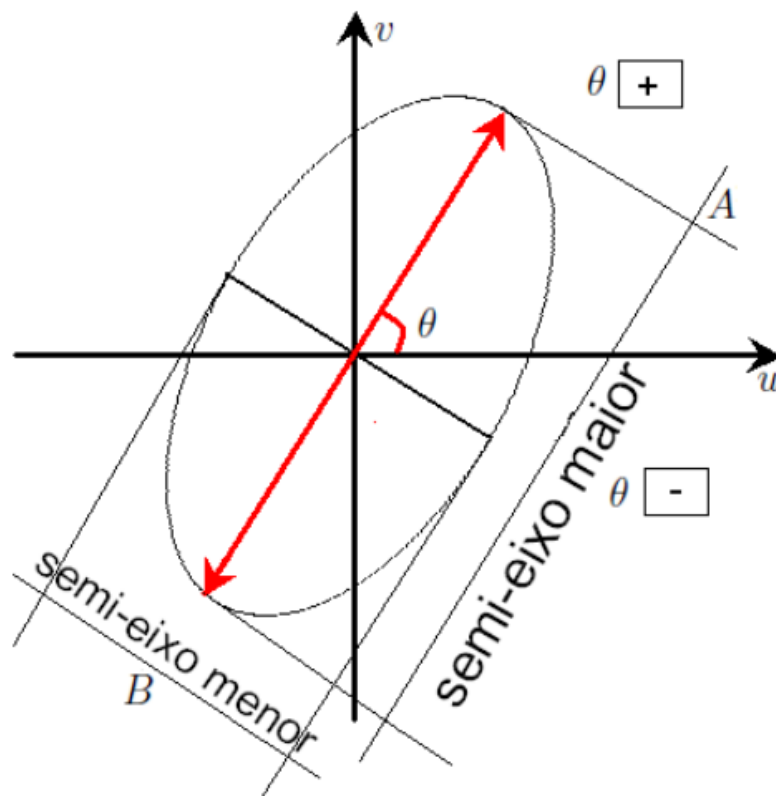


Figura 5: Esquema demonstrando as propriedades da geometria das elipses de maré. Essas propriedades serão apresentadas nas análises dos tópicos 3.1.2 e 3.1.4. Estas propriedades foram calculadas com base nas amplitudes e fases obtidas da análise harmônica das séries temporais.

Para gerar os gráficos das análises apresentadas no tópico 3.1.4, foram utilizados períodos específicos das séries temporais de correntes que remetessem aos períodos extremos relativos às análises da estratificação e modos normais apresentadas no tópico 3.1.3. Serão utilizadas a diferença entre as propriedades das elipses obtidas para cada época e aquelas obtidas para todo o registro para se avaliar potencial variabilidade sazonal da MI semidiurna na região.

2.3 ANÁLISE DE DADOS DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE

A análise bidimensional de ondas planas aplicada por ZHAO (2016) aos dados de altimetria do satélite *CryoSat-2* para a região central do Pacífico Norte será aqui reproduzida, pela primeira vez, para a mesma área estudada por PAIVA et al. (2018). Diferentemente de PAIVA et al. (2018), que utilizaram um conjunto de dados de altimétricos provenientes de diferentes satélites coletados durante quase 22 anos, aqui a técnica de ajuste bidimensional de ondas planas (RAY e CARTWRIGHT, 2001; ZHAO *et al.*, 2012; ZHAO, 2016) será aplicada aos dados *along-track* do *CryoSat-2*, coletados entre 2011 e 2018, isto é, aproximadamente, 8 anos de dados (AVISO, 2019).

Os dados de *SLA* (*Sea Level Anomaly*) do *Cryosat-2* aqui utilizados foram baixados do *website* da AVISO (<http://www.aviso.altimetry.fr>) em dezembro de 2019, já processados usando correções padrões para efeitos atmosféricos, geofísicos, ondas de gravidade de superfície e marés barotrópicas (AVISO, 2019). Também se aplicou um filtro espacial *Butterworth* passa-banda com limites de 40 e 180 km na direção *along-track* para suprimir ruídos e outros processos nos dados, permitindo melhor visualização do sinal de MI.

O satélite radar altimétrico *CryoSat-2* foi construído pela Agência Espacial Europeia (ESA) para estudar flutuações nos campos de gelo do mundo, incluindo o estudo de espessura da camada de mares congelados e balanço de massa da crosta de gelo. A cada 369 dias, esse satélite realiza um ciclo completo, voltando a percorrer a mesma exata trajetória, porém, a cada 30 dias, o satélite realiza um subciclo cobrindo todo o planeta de forma menos adensada. Em cada

subciclo subsequente, ele deriva, sucessivamente, a trajetória percorrida na superfície do planeta de uma pequena distância (~ 5 km) em relação à anterior, como forma de adensar a cobertura espacial da superfície depois do ciclo completo de um ano. A amostragem *along-track* possui resolução de 1 Hz, o que confere um intervalo espacial médio de amostragem de 6,4 km. Como foram baixados e utilizados, aproximadamente, 8 anos de dados na análise, há aproximadamente 8 amostras de SLA para cada ponto da superfície do planeta.

A análise bidimensional de ondas planas constitui uma variante do método de análise pontual dos dados de altimétricos que foi utilizado por ZHAO *et al.* (2016) para construir um modelo global usando dados de diferentes satélites, o que ele chamou de *MultiSat20yr*. PAIVA *et al.* (2018) utilizaram um conjunto semelhante de dados para estudar as MI semidiurnas na CVT.

Esse método utiliza, ao invés de um ponto, uma janela amostral para realizar o ajuste, que, no presente estudo, corresponde a um quadrado de lado igual a 120 km, a mesma dimensão utilizada por PAIVA *et al.* (2018). O adensamento de amostragem (Figura 6) da superfície, proporcionada pelo *CryoSat-2*, diferentemente de outros radares altimétricos, permite que o método de ajuste de ondas planas seja aplicado de forma robusta, com poucos anos de dados, como concluiu ZHAO (2016).

Diferentemente do modelo *MultiSat20yr*, em que são necessários 20 anos de dados de diferentes satélites unificados para obter um resultado coerente para análise do sinal semidiurno de maré, o *CryoSat-2*, com apenas 4 anos de dados, se mostrou uma ferramenta robusta que permitirá, a cada ano, aumentar a robustez e a resolução da análise de MI, assim como permitirá estudar variabilidade interanual de forma contínua.

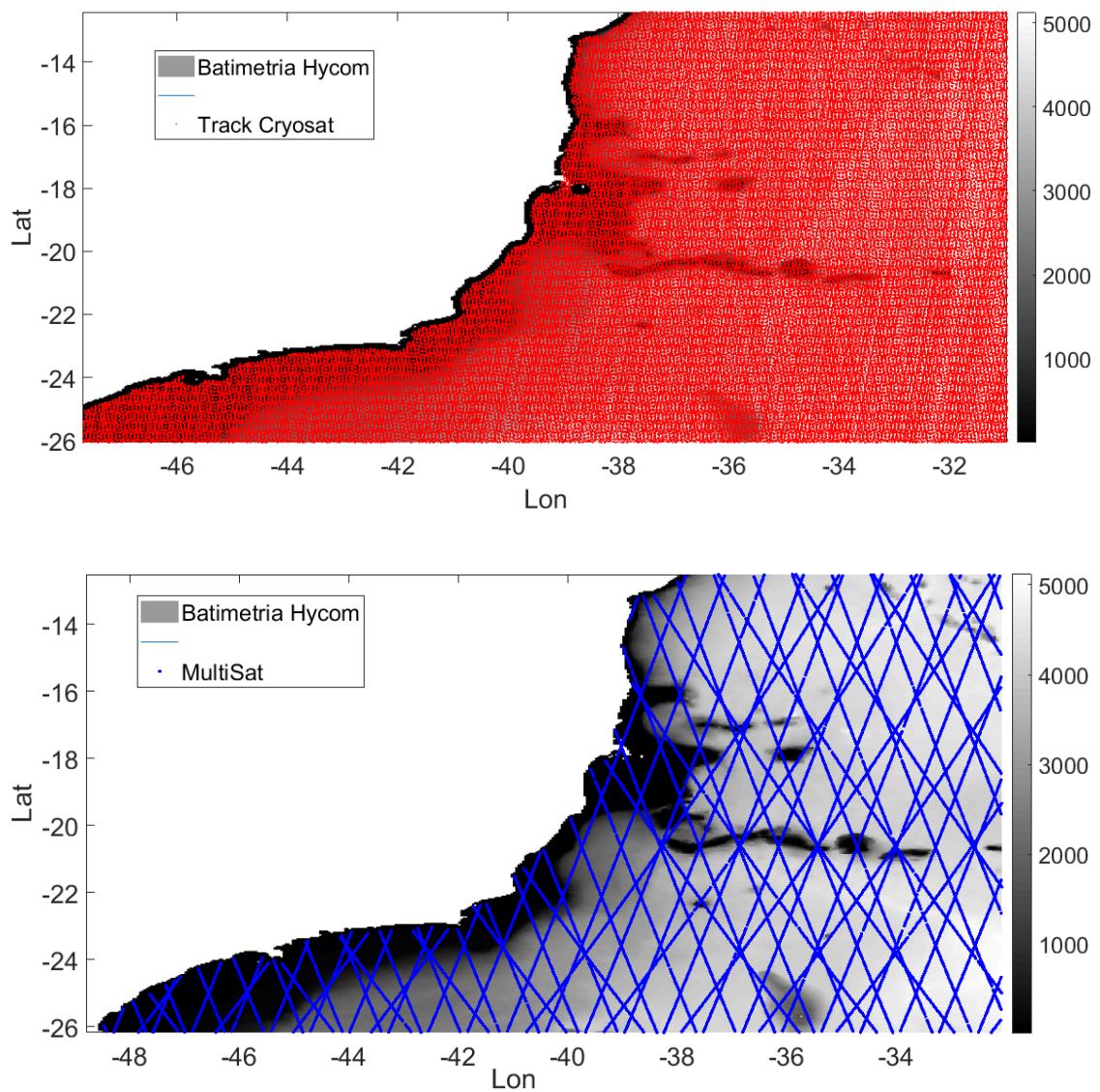


Figura 6: Diferença de detalhamento oferecido pelas bases de dados altimétricos Multissatélite (inferior) e CryoSat-2 (superior) na região de estudo.

Nesse contexto, os dados do *CryoSat-2*, foram utilizados nesta tese para avaliar se há uma variabilidade interanual das MI na CVT, complementado o trabalho de PAIVA et al. (2018). Os dados altimétricos disponíveis do *Cryosat* serão separados em conjuntos de 4 anos para, então, se calcular, para cada conjunto de dados, mapas de fluxo de energia da MI associada a componente M_2 , para se avaliar se há variações espaciais nos feixes de propagação e na energia da maré semidiurna irradiada pela CVT entre as bases de dados dos diferentes anos.

2.3.1 Ajuste de ondas planas

O ajuste bidimensional de onda planas foi desenvolvido para extrair informações das MI com base em dados de altímetro instalados em satélites (RAY e CARTWRIGHT, 2001; ZHAO et al., 2012). ZHAO et al. (2016) empregaram esse método para construir um modelo global de maré interna, usando dados altimétricos coletados durante, aproximadamente, 20 anos por diferentes satélites, o que eles denominaram de *MultiSat20yr*.

O ajuste de ondas planas é uma variante da análise harmônica pontual. Nesse novo método, as informações sobre as ondas de maré internas são extraídas usando as medições de SSH ou SLA em uma janela espacial de ajuste, ao invés de em um único ponto.

Múltiplas ondas podem estar se propagando em direções arbitrárias dentro de uma janela de ajuste. Portanto, em coordenadas cartesianas, as constantes harmônicas são advindas da superposição de múltiplas ondas (três ondas no método usado por ZHAO et al., 2016) de acordo com a equação (16) e equação (17) a seguir:

$$SSH_{(x,y,t)} = \sum_{m=1}^3 A_m \cos (\omega t + \phi_m - kx \cos \theta_m - ky \sin \theta_m) \quad (16)$$

$$SSH_{(x,y,t)} = \sum_{m=1}^3 A_m \cos (\omega t + \phi_m - \phi_m^{xy}) \quad (17)$$

em que ω e k são, respectivamente, a frequência angular e o número de onda da componente M_2 da MI. Os parâmetros da MI (amplitude A_m , direção θ_m , e fase ϕ_m) são estimadas pelo ajuste de ondas planas aos dados de altimetria do *CryoSat-2*, filtrados com filtro passa-banda $SSH_{(x,y,t)}$, em que x e y representam as coordenadas leste e norte, e t o tempo.

O número de onda é obtido resolvendo-se a equação ortogonal de *Sturm-Liouville* (GILL, 1982), usando os perfis hidrográficos climatológicos do WOA13 2013 (LOCARNINI et al., 2013; ZWENG et al., 2013). O número de onda é uma função que depende da profundidade do oceano, perfil de estratificação e latitude. Note que a equação (18) denota a fase causada pela distância espacial em relação ao centro da janela de ajuste. Em outras palavras, esse método

converte os dados SSH ou SLA do domínio espacial, dentro da janela de ajuste, para o domínio temporal, utilizando o número de onda teórico (ou seja, comprimento de onda) derivado da dinâmica da maré interna no local de observação.

$$\phi_m^{xy} = K_x \cos \theta_m + K_y \sin \theta_m \quad (18)$$

Estudos recentes, baseados em altimetria de satélite e modelagem numérica, mostram que os comprimentos de onda observados e modelados concordam muito bem com os valores teóricos (ZHAO, 2014; Li et al., 2015; Ray e Zaron, 2016). Como o *CryoSat-2* passa pelo mesmo ponto, aproximadamente, a cada 1 ano, com um registro de 8 anos se consegue obter até 8 dados em cada ponde de grade da análise.

Todos os dados *alongtrack* são usados no ajuste de ondas planas com um peso igual, dentro de uma janela quadrática de análise (Figura 7, a esquerda) centrada no ponto de grade (grade de 1/4°), aqui definida com dimensão de 120 km. Primeiramente, em cada direção da bússola (0 a 360°), com um passo angular de 10°, a amplitude e a fase da onda plana são determinadas pelo ajuste de mínimos quadrados. Quando as amplitudes resultantes são plotadas em função da direção em coordenadas polares, uma onda interna (MI) se apresenta como um lóbulo principal (Figura 7, a direita), ou seja, como se fosse um diagrama de irradiação (para mais detalhes, verificar em ZHAO, 2016).

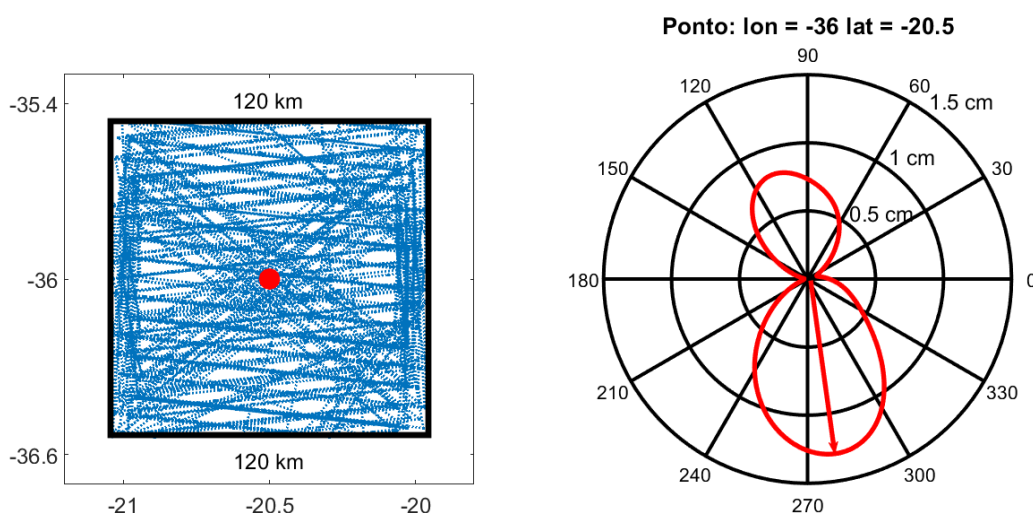


Figura 7: Exemplo do método de ajuste de ondas planas. Na esquerda é mostrado a janela quadrática de 120x120 km em que os dados *alongtrack* do *CryoSat-2* são selecionados para o ponto de grade (círculo vermelho no centro) centrado em -20.5 de latitude e -36 de longitude. Na direita, um diagrama de irradiação de amplitude (em mm) versus direção em cada compasso de direção. A primeira (maior) onda de MI é dada pelo lóbulo principal (mais proeminente).

A primeira onda de maré interna (amplitude e fase) é assim determinada a partir do lóbulo direcional de maior amplitude. Em segundo lugar, o sinal de SSH da primeira onda são previstos e removidos dos dados de SSH originais. O procedimento é repetido para extrair a segunda onda. Em terceiro lugar, repete-se esse procedimento para extrair a terceira onda. Finalmente, cada onda é reajustada com as outras ondas temporariamente removidas para reduzir a interferência onda-onda. Indica-se também a leitura de ZHAO *et al.* (2016) para uma descrição mais detalhada do método.

2.3.2 Cálculo do fluxo de energia por altimetria de satélite

As MI podem ser representadas pelo somatório de modos discretos verticais normais conforme a equação (5) já apresentada, que dependem, apenas, da frequência de *Brunt–Väisälä* e da profundidade H (GILL, 1982; ZHAO & ALFORD, 2009).

Considerando-se a estrutura modal correspondente de pressão e velocidade horizontal $\Pi_{(z)}$, a relação entre $\Pi_{(z)}$ e $\Phi_{(z)}$ pode ser descrita pela equação (6) já apresentada, e pela equação (19) abaixo:

$$\Phi_{(z)} = -\frac{1}{\rho_0 N^2} C_n^2 \frac{d\Pi_{(z)}}{dZ} \quad (19)$$

Para cada modo, as MI respeitam a seguinte relação de dispersão:

$$\omega^2 = k_n^2 C_n^2 + f^2 \quad (20)$$

em que ω é a frequência da componente da maré interna, f representa a frequência inercial, e k o número de ondas. Com essa relação de dispersão (equação (20)) as velocidades de fase e grupo e o número de onda podem ser estimados por meio das equações (7), (8) e (9) já apresentadas, visto que:

$$Cp = \frac{\omega}{k_n} = \frac{\omega}{(\omega^2 - f^2)^{\frac{1}{2}}} Cn \quad (21)$$

$$K_n = \frac{(\omega^2 - f^2)^{1/2}}{Cn} \quad (22)$$

A perturbação de pressão ($p'_{(z)}$), componentes horizontais da velocidade ($u_{(z)}$ e $v_{(z)}$) e deslocamento vertical ($\xi_{(z)}$) para o primeiro modo baroclínico das MI pode ser escrita em termos de amplitude da elevação de superfície (a) associada e estrutura vertical modal ($\Phi_{1(z)}$ e $\Pi_{1(z)}$) (CHISWELL, 2006).

$$p'_{(z)} = a\rho_0 g \Pi_{1(z)} \quad (23)$$

$$u_{(z)} = a \frac{g\omega k_1}{\omega^2 - f^2} \Pi_{1(z)} \quad (24)$$

$$v_{(z)} = -a \frac{igfk_1}{\omega^2 - f^2} \Pi_{1(z)} \quad (25)$$

$$\xi_{(z)} = -a\rho_0 g \Phi_{1(z)} \quad (26)$$

Dessa forma o fluxo de energia integrado para o modo-1 das MI pode ser calculado com base na equação (10) integrando-a na vertical (equação (11)) e aplicando as equações acima para o primeiro modo baroclínico, seguindo a sequência abaixo:

$$F = \frac{1}{2} \int_{-H}^0 u_{(z)} p_{(z)} dz \quad (27)$$

$$F = \frac{1}{2} a^2 F_n$$

$$F = \frac{1}{2} a^2 \left[\frac{\rho_0 g^2 \omega k_1}{\omega^2 - f^2} \int_{-H}^0 \Pi_{1(z)}^2 dz \right]$$

F_n representa todo o termo dentro dos colchetes, o que, por sua vez, significa o fluxo da MI associada a componente M_2 com 1 cm de amplitude na superfície. É importante observar que o fluxo de energia é proporcional ao quadrado da amplitude, obtida pelo método de ajuste de ondas planas. Perceba

que F_n , consiste em uma função de transferência que depende da profundidade, estratificação local, frequência inercial local, frequência da MI e número de onda.

Essa função de transferência é então obtida utilizando-se os perfis climatológicos anuais (visto que os mapas de fluxo são criados a partir de quatro anos de dados) do WOA2013 de cada ponto de grade da análise. Calcula-se a velocidade do modo C_n com base no perfil médio de *Brunt–Väisälä* N . O primeiro automodo vertical e C_n , para cada ponto, são obtidos usando um programa de análise de modos normais desenvolvido em *Matlab* (*dynmodes.m*, já citado anteriormente).

Dessa forma, usando essas equações e os valores de amplitude da M_2 (por sua vez obtidos pelo ajuste de ondas planas calculado com os dados de SLA), para cada ponto de grade, é possível quantificar o fluxo de energia associado ao primeiro modo baroclínico em toda a região da análise.

2.4 CONVERSÃO DE ENERGIA TOTAL DA CVT

A análise de conversão total de energia da maré barotrópica para maré baroclínica realizada por toda a CVT foi realizada a partir de resultados de reanálise de modelagem numérica na região de interesse. Os resultados utilizados foram gerados pelo modelo de circulação oceânica HYCOM (BLECK, 2002, versão 2.2.18). Esse modelo possui discretização horizontal em diferenças finitas e um sistema generalizado de coordenadas verticais, baseado nos trabalhos de BLECK e BOUDRA (1981) e BLECK e BENJAMIN (1993), em que é possível alternar as coordenadas entre isopicnais, geopotencial e coordenadas z , dentro do domínio de modelagem.

A simulação que deu origem aos resultados utilizados no presente estudo foi desenvolvida pelo Laboratório de Oceanografia Física - LOF/COPPE, da UFRJ, no âmbito do Projeto REMO – Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (LIMA et al., 2013; PAIVA et al., 2019). O domínio da simulação original utilizada, denominado LSE24 (LESTE_SUDESTE, com $1/24^\circ$ de resolução de grade horizontal) se estende de 6°S a 34°S e 54°O a 29°O (Figura 8) e possui discretização vertical em 32 camadas σ_2 híbridas (apresentadas no

ANEXO B). A simulação possui ainda assimilação de dados e aninhamento em uma simulação do oceano Atlântico (denominada ATL12-ASSIM) com resolução de 1/12 (Figura 8) para a correta geração de condições de contorno.

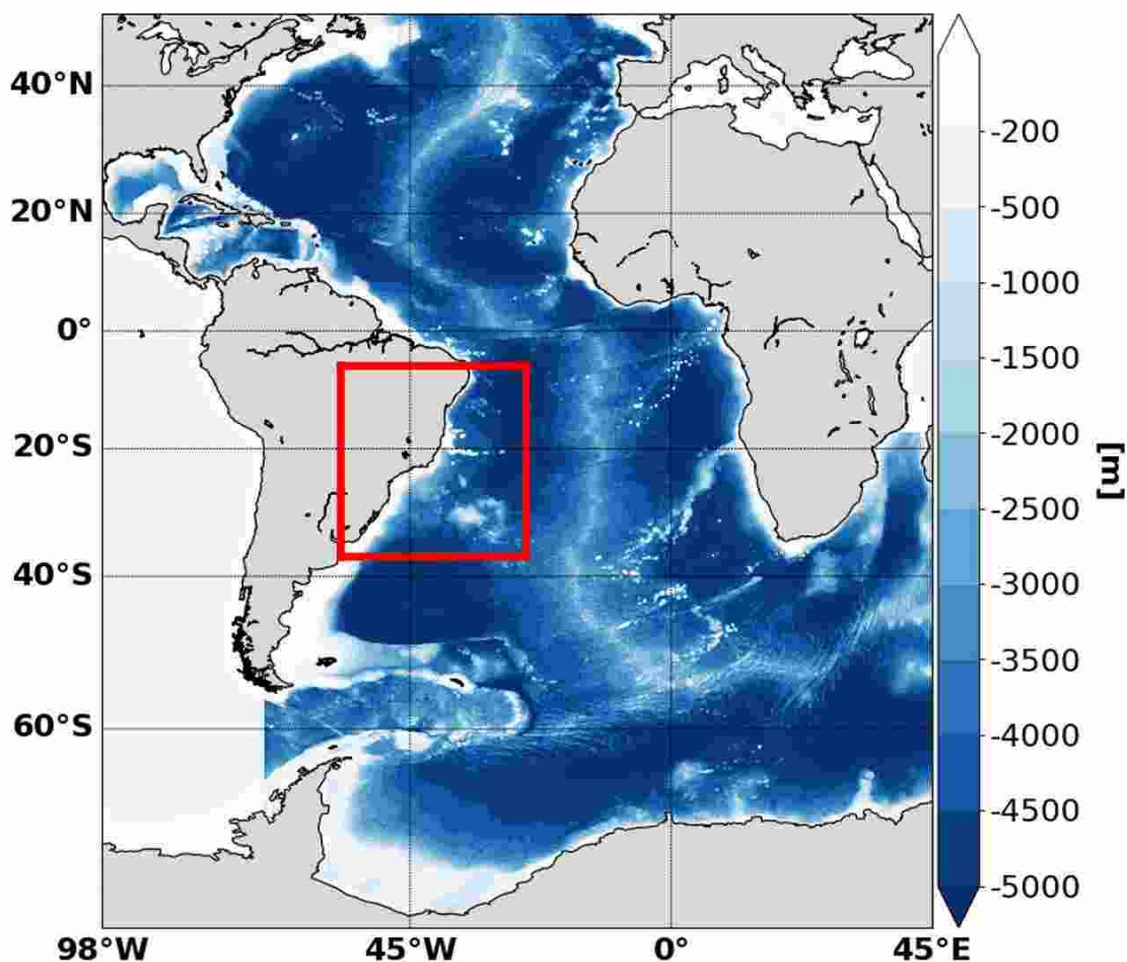


Figura 8: Domínio de modelagem das simulações ATL12 (incluindo o Atlântico Sul, Norte e Equatorial e a parte adjacente do Oceano Austral) e LSE24, assinalado pelo retângulo vermelho, incluindo as regiões leste e sudeste do litoral brasileiro.

A seguir um resumo das demais configurações da simulação original utilizada:

- **período de simulação:** 01/01/2006 A 31/12/2015;
- **batimetria:** interpolada a partir da base Etopo-1 e modificada com informações da Marinha do Brasil, principalmente na região da CVT;
- **condição inicial:** campos de massa e correntes correspondentes a data 31/12/2005, interpolados a partir da simulação ATL12-ASSIM (Mais informações sobre essa simulação podem ser encontradas em PAIVA et al., 2019).

- **condições de contorno lateral:** velocidades de corrente e campos de T, S e dp diários, derivados da simulação ATL12- ASSIM, consideradas zonas buffer com largura de 1º e com tempos de relaxamento variando entre 9 dias no limite interno e 0,1 dias no limite externo;

- maré prescrita nos contornos, considerando-se as oito principais constantes harmônicas ($M_2, S_2, N_2, K_2, O_1, P_1, Q_1, K_1$), interpoladas a partir dos resultados do modelo TPXO7.2 para nível e velocidade (EGBERT e EROFEEVA, 2002; EGBERT et al., 1994; <http://volkov.oce.orst.edu/tides/global.html>);

- descarga fluvial: prescrita como volume adicional de água doce distribuído nos pontos de grade próximos à foz de cada rio, a partir de uma climatologia mensal de vazões disponibilizada pelo *Hycom Consortium*.

- **Forçantes em superfície:** campos atmosféricos sinóticos a cada 3 horas do MERRA2 – *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications da NASA* (GELARO et al., 2017), com correção de bias dos fluxos radiativos baseada no CERES_EBAF-Surface versão Ed28 (KATO et al., 2015).

Fluxos turbulentos de calor e massa (fluxo virtual de sal) calculados, internamente, pelo modelo a partir de fórmulas paramétricas, utilizando as informações do MERRA2 e TSM do modelo, com relaxamento adicional de SSM para a salinidade média mensal do WOA13 (LOCARNINI et al., 2013; ZWENG et al., 2013), com escala temporal de 30 dias (PAIVA e CHASSIGNET, 2001).

- **Parametrizações sub-grade:** Modelo KPP (LARGE et al., 1994) para mistura vertical e Smagorinsky (SMAGORINSKY, 1963), utilizando operadores laplaciano e bi-harmônico, para mistura horizontal. Coeficientes de mistura apresentados na Tabela 7 em Anexo 03 – “Coeficientes de mistura”.

- **Assimilação de dados** – Sistema T-SIS: assimilação diária de altimetria, TSM e perfis ARGO, realizada às 0h, com relaxamento via *incup* por um período de 6h;

- matrizes de (co)variância derivadas da reanálise global GOFs 3.0, realizada e disponibilizada pelo *Hycom Consortium* (<https://www.hycom.org/>);

- assimilação diária de: TSM do OSTIA (podaac.jpl.nasa.gov), altimetria (AASM) *alongtrack* da AVISO (www.aviso.altimetry.fr), com janela de 7 dias em torno do dia de assimilação), e perfis de T e S (ARGO, 2019), também com janela de 7 dias;

- assimilação de perfis sintéticos mensais de T e S distribuídos aleatoriamente no domínio, derivados do WOA13;
- raio de influência de 36 pontos de grade, correspondendo a $\sim 1,5^\circ$ no equador;
- profundidade local mínima de 100 m para implementação da assimilação de altimetria (para garantir uma distância da linha de costa, de forma a não haver contaminação com dados altimétricos coletados sobre o continente) — sem limites para TSM;
- marés retiradas de ASM do modelo para cálculo dos incrementos da análise, a partir de análise harmônica prévia, realizada com resultados da simulação livre (PAIVA et al., 2012);
- topografia dinâmica média (MDT, do inglês *Mean Dynamic Topography*) calculada a partir do campo MDT_CNES-CLS13 da AVISO (RIO et al., 2013 e 2014), escalado para a média e o desvio padrão globais da simulação ATL12-LIVRE.

Os resultados desse experimento numérico (temperatura, salinidade, componentes zonal e meridional da velocidade) foram utilizados para a obtenção de uma estimativa da conversão total de energia de maré barotrópica para baroclínica realizada pela CVT na banda semidiurna. Para tal, selecionou-se um subdomínio ao redor da CVT ($21,5^\circ\text{S}$ a 19°S e 39°O a 30°O), de onde 31 dias dos resultados do campo de massa e de correntes de todos os pontos de grade foram salvos em sua taxa mais bruta (um dado a cada 3 horas) e analisados para se estimar os valores de conversão de energia em cada ponto de grade, da mesma forma realizada com os dados dos fundeios. Então, para cada ponto de grade, aplicou-se a equação (15) às séries baroclínicas já filtradas na banda semidiurna.

Para poder se avaliar potenciais diferenças de conversão ao longo do ano, foram selecionados 31 dias entre os meses de abril e maio (15 de abril a 15 de maio) de 2014, para representar o outono e, 31 dias entre os meses de setembro e outubro (15 de setembro a 15 de outubro) para representar o inverno e início da primavera para associação com os dados do fundeio.

3 RESULTADOS

3.1 ANÁLISE PONTUAL DAS PROPRIEDADES DAS MI

Nessa seção será apresentada uma descrição geral da variabilidade dos campos de massa e de correntes (subseção 3.1.1), descrevendo sua estatística básica e identificando e quantificando as bandas (subinercial, inercial, semidiurna e diurna) mais energéticas presentes nos registros (subseção 3.1.1). A variabilidade da estratificação vertical e dos modos dinâmicos verticais foram analisadas longo dos registros e são apresentadas no item 3.1.3. Em seguida, na subseção 3.1.4, a variabilidade e as propriedades das MI semidiurnas são apresentadas. Na subseção seguinte (3.1.5), o fluxo e a conversão de energia da maré barotrópica para baroclínica no ponto do fundeio foram analisados, assim como a porcentagem de fluxo associada às marés coerentes e incoerentes.

3.1.1 Caracterização geral dos dados do fundeio

A posição de lançamento do fundeio, apesar de estar situada próxima da costa brasileira, está fora da região de influência direta da corrente de contorno oeste de superfície e de subsuperfície que seguem o talude continental nas proximidades da CVT (a Corrente do Brasil e a corrente de contorno oeste intermediária, Costa et al., 2017). Como esperado, portanto, baixas velocidades médias zonais e meridionais foram observadas, com valores máximos nos ~100 m superiores, atingindo menos de 10 cm/s (perfis contínuos na Figura 9). O escoamento médio, na coluna superior, é um pouco mais zonal (leste) durante o primeiro fundeio do que durante o segundo, no qual as correntes direcionam-se mais para sudeste.

As velocidades instantâneas, entretanto, apresentaram amplitudes relativamente elevadas, chegando a ~45 cm/s na parte superior da coluna d'água e 20 cm/s na coluna inferior. Velocidades mais altas, acima de 30-40 cm/s, foram

observadas em profundidades um pouco maiores (até 100-150 m) de julho a outubro (inverno austral e início da primavera) do que de janeiro a maio (verão e início do outono), quando tais valores abaixo de 70 m não são observados. As velocidades zonais mostraram-se um pouco mais intensas do que as meridionais na coluna d'água inferior, o que, possivelmente, relaciona-se à orientação zonal das isóbatas locais. Abaixo de 150 m, as amplitudes das componentes da velocidade, em ambos fundeios, diminuem drasticamente, com máximos valores de intensidade abaixo de 20 cm/s (Figura 9).

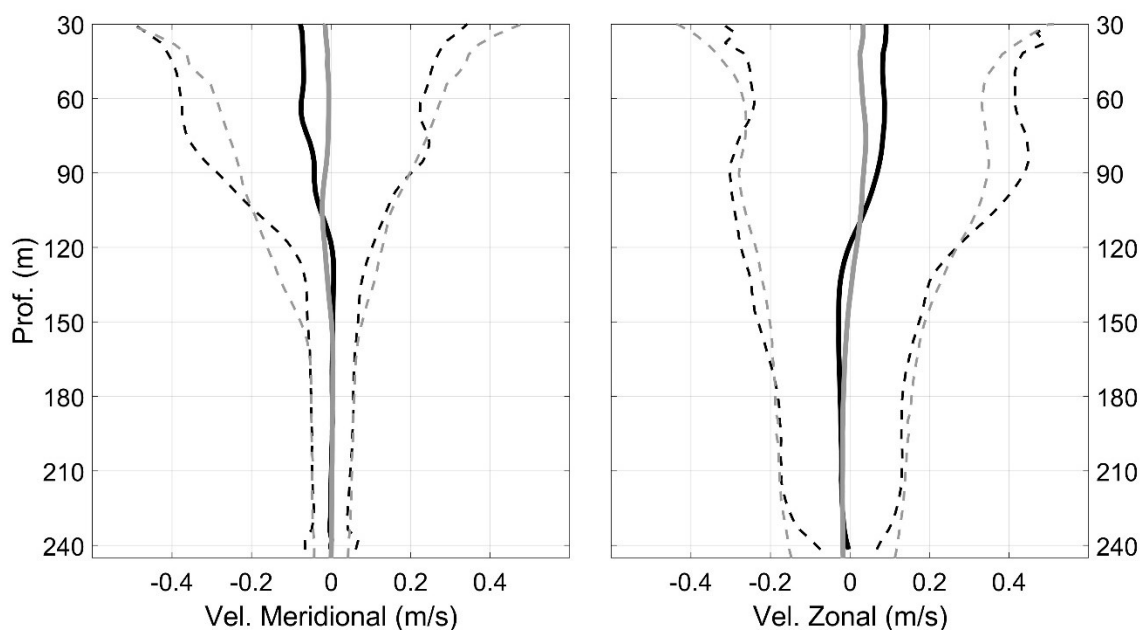


Figura 9: Perfis obtidos a partir da média temporal (linhas contínuas) e do desvio padrão multiplicado por três (linha pontilhadas) para as componentes zonal e meridional, para os dois fundeios. O painel esquerdo corresponde a componente meridional e o direito a componente zonal. Linhas cinzas e pretas representam primeiro e segundo fundeio, respectivamente. Os perfis pontilhados que identificam os limites onde os perfis estiveram contidos em 95 % do tempo, e neles observa-se que altas intensidades instantâneas foram atingidas próximo da superfície, chegando a 50 cm/s na menor profundidade usada nesta análise, isto é, em 30 m de profundidade (perfil tracejado da componente zonal).

Espectros de alta resolução foram confeccionados usando as séries temporais de temperatura e de corrente do primeiro (Figura 10) e do segundo fundeio (não mostrado). Essas análises revelaram a dominância do pico de energia na banda de frequência semidiurna, associada, principalmente, com as MI geradas na CVT. Picos de energia nas bandas diurna, inercial (~34,4 h) e subinercial foram também observados apresentando níveis de energia muito mais baixos.

Uma característica notável nesta análise refere-se à diminuição gradativa da energia na frequência semidiurna a partir da superfície para os níveis mais profundos no espectro de velocidade (Figura 10a), enquanto, no espectro de temperatura, observou-se mais energia em níveis intermediários (~100 m), diminuindo tanto em direção à superfície quanto para a parte inferior da coluna d'água (Figura 10b). Esse comportamento conjunto dos campos de velocidade e temperatura (massa) aponta para MI apresentando uma estrutura vertical característica de ondas baroclínicas de primeiro modo.

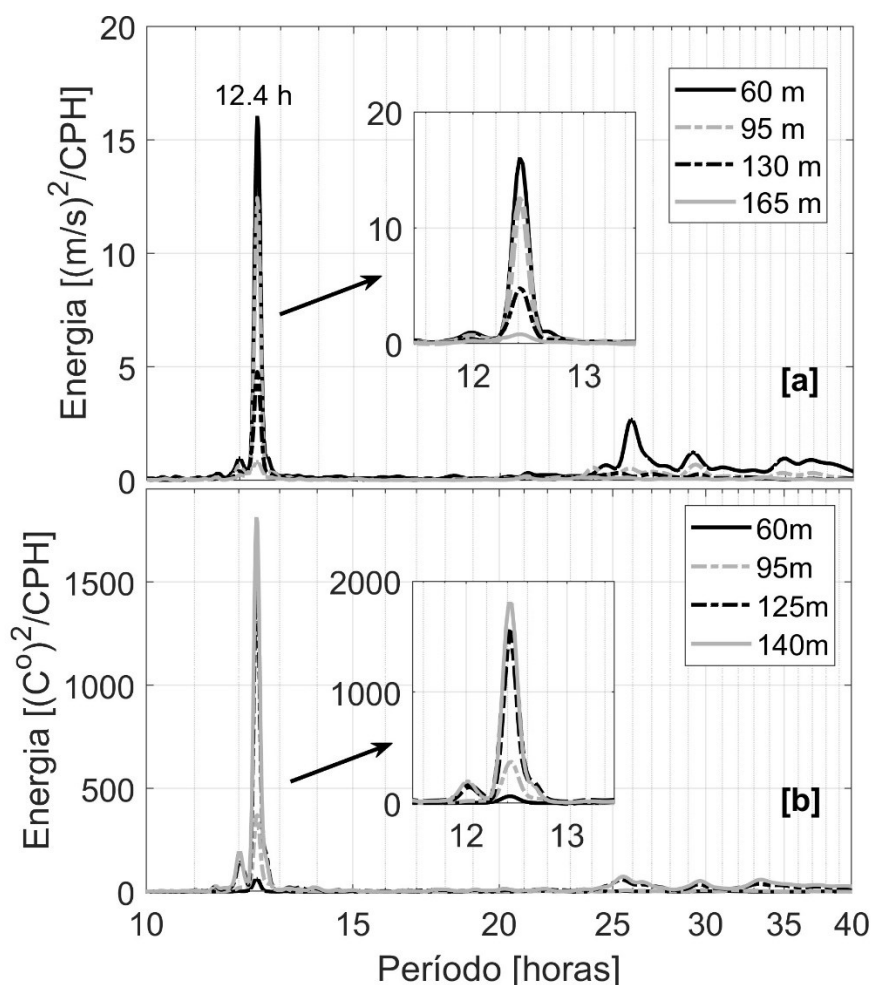


Figura 10: Espectro de alta resolução da velocidade horizontal (a) e da temperatura (b) calculado para diferentes profundidades (60 m, 95 m, 130 m e 165 m para velocidade e 60 m, 95 m, 130 m e 140 m para temperatura) ao longo da coluna d'água.

Os espectros de duas dimensões apresentados na Figura 11 a (temperatura) e na Figura 11b (correntes) relacionam profundidade, período da oscilação e energia a ela associada. Essa análise evidencia que, na banda semidiurna, o máximo de concentração de energia do espectro de temperatura

ocorre entre 130 e 150 m; enquanto, no sinal de correntes, a energia se concentra na camada superficial, diminuindo, drasticamente, após 150m de profundidade.

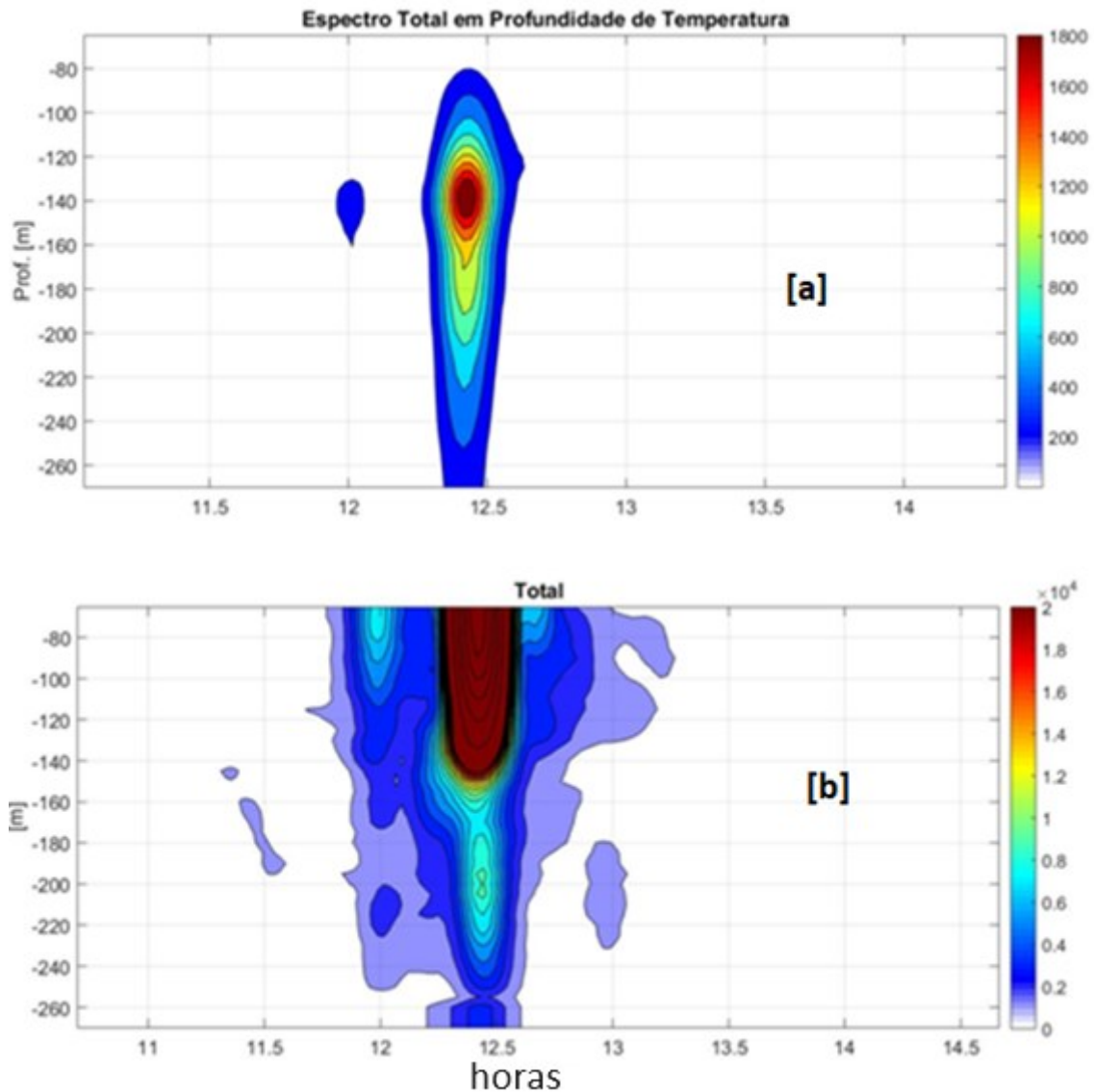


Figura 11: Espectros 2D de energia (profundidade *versus* Período *versus* energia). O gráfico superior [a] corresponde ao espectro calculado a partir dos dados de temperatura ($[C^{\circ}]^2/cph$), filtrados na banda semidiurna. O gráfico inferior [b] corresponde ao espectro calculado a partir dos dados de correntes ($[m/s]^2/cph$), também filtrados na banda semidiurna.

A intensa variabilidade em torno dos valores médios, observada na Figura 9 (denotada pelos perfis tracejados, que representam os valores máximos de amplitude atingidos por cada componente da velocidade durante cada registro), é dominada por oscilações nas frequências das marés, particularmente pelos constituintes semidiurnos altamente energéticos do fluxo (evidenciados na Figura 10), e também influenciada, em menor escala, por uma modulação

subinercial. Esse comportamento, que pode ser observado para toda a série temporal durante os dois fundeios, é ilustrado na Figura 12 para o primeiro registro (mais longo).

As oscilações semidiurnas dos campos de velocidade e temperatura são observadas em todas as profundidades, mas são muito mais pronunciadas na parte superior da coluna de água, principalmente para o campo de velocidade (Figura 12a), até cerca de 70 m durante os primeiros três meses do registro (abril a junho, correspondente ao outono austral), e até cerca de 150 m de julho a novembro (inverno e primavera).

Uma inversão na direção do fluxo também é observada nessas profundidades. Essas variações temporais da profundidade em que tais mudanças na magnitude e direção do fluxo são observadas, parecem estar ligadas, até certo ponto, às variações na estratificação vertical, mais especificamente à profundidade do topo da termoclina (conforme a Figura 12b pela posição da isoterma de 24 °C). O ciclo semidiurno também é muito intenso no campo de massa, e as oscilações verticais dentro da termoclina podem atingir amplitudes da ordem de 100 m.

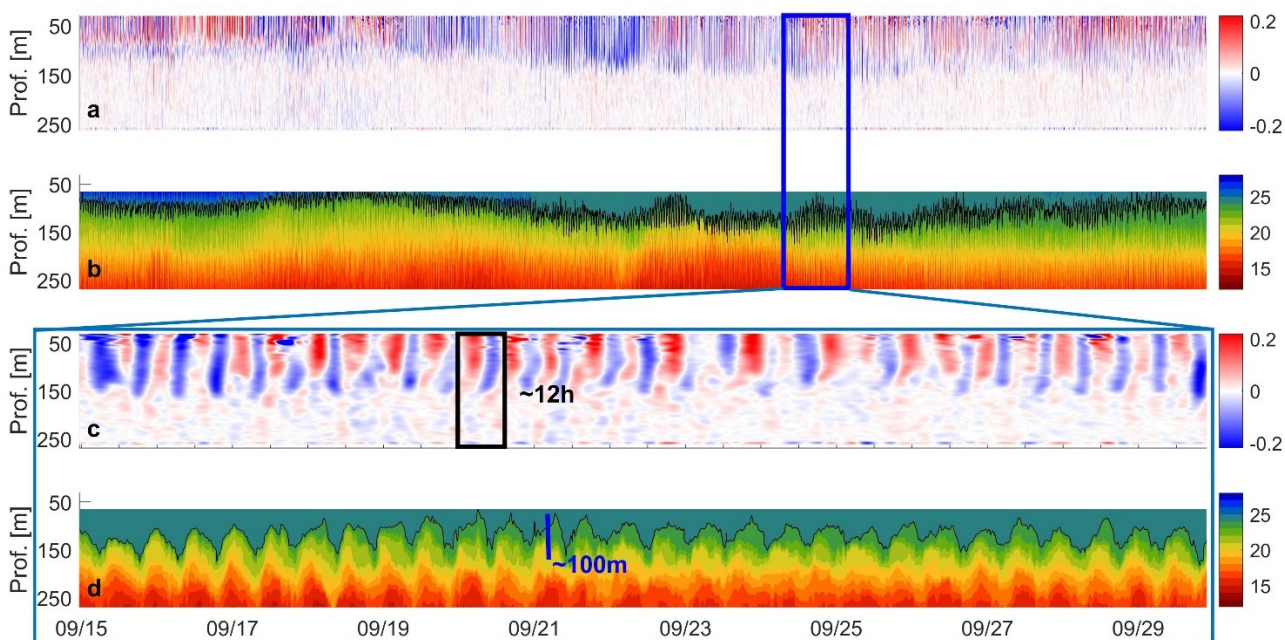


Figura 12: Componente da velocidade meridional (a) em m/s e a temperatura da água (b) em °C, para todo o registro durante o primeiro fundeio (2016). Os painéis c e d apresentam os mesmos campos, respectivamente, mas por um período mais curto (~15 dias), a fim de destacar o comportamento semidiurno dos campos de velocidade e de massa. As linhas pretas nos painéis b e d representam a isoterma de 24 ° C, que representa a posição do topo da termoclina.

3.1.2 Caracterização das correntes de maré total

A análise harmônica do campo de velocidades total foi realizada em cada profundidade de medição do ADCP e os resultados revelaram que as correntes de maré são predominantemente semidiurnas (o que está em acordo com a análise espectral apresentada na Figura 10).

A constituinte M_2 apresentou-se como a mais energética, com amplitudes médias do semieixo-maior de ~ 11 cm/s na parte superior da coluna de água, seguido por S_2 e N_2 (ambos com amplitudes médias de ~ 2 cm/s) e por O_1 e K_1 (com amplitudes médias de 3 e 1 cm/s, respectivamente).

As amplitudes das marés reduzem, drasticamente, abaixo de ~ 100 m para todos os constituintes. Na figura 5, apresentam-se as propriedades das elipses de maré para a constituinte dominante M_2 . Não apenas a magnitude reduz em cerca de 100 m, mas a fase e a direção também se alteram, drasticamente, abaixo dessa profundidade (painéis esquerdo e do meio na Figura 13).

A orientação do fluxo de maré é, principalmente, na direção noroeste-sudeste para a coluna superior e aproximadamente zonal para a coluna inferior (painel direito na Figura 13). Como sugerido anteriormente, a direção do fluxo de maré, próximo ao fundo, provavelmente está relacionada à orientação das isóbatas locais. A direção na coluna superior, por outro lado, é significativamente diferente daquela associada às marés barotrópicas na região da CVT (figura 1 apresenta-se as isolinhas de fase representando a propagação da constituinte M_2), que, por sua vez, será associada na seção 3.1.4 com a geração e propagação das MI na cadeia. As marés barotrópicas também são predominantemente semidiurnas no local do fundeio, com a amplitude da constituinte M_2 dominante (calculada a partir da análise harmônica da série temporal do fluxo mediado na vertical) de ~ 3 cm/s.

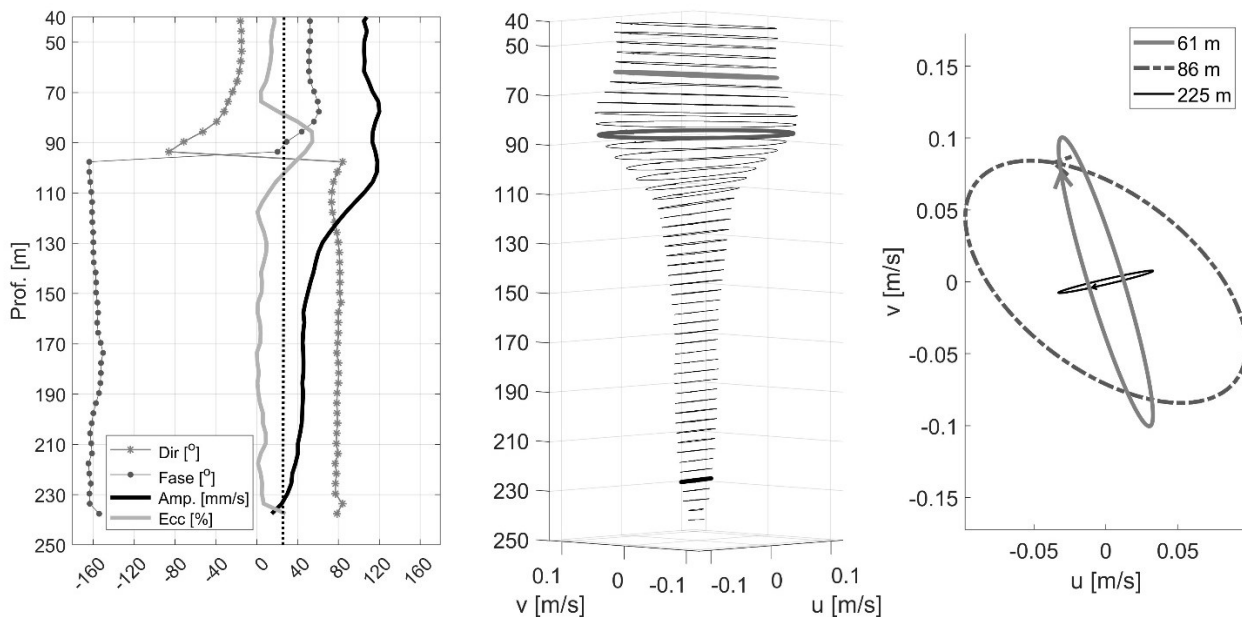


Figura 13: Análise harmônica para o constituinte M_2 dominante do fluxo total (barotrópico mais baroclínico) ao longo da coluna d'água. O painel esquerdo: principais propriedades das elipses de maré: direção (linha fina com estrelas), fase (linha fina com pontos), amplitude do semieixo maior (linha preta grossa) e excentricidade (linha cinza grossa). A linha pontilhada fina é a amplitude do semieixo maior em relação, apenas, ao fluxo barotrópico. As amplitudes são dadas em mm/s para ajustar todas as curvas no mesmo painel. O painel central revela as elipses de maré em cada profundidade, e o painel direito os hodógrafos em três profundidades selecionadas.

3.1.3 Estratificação e decomposição em modos normais

As observações dos dois fundeios (2016 e 2018), que somadas abrangem todos os meses do ano, mesmo que não de forma contínua, mostraram distintos padrões de estratificação ao longo da coluna d'água ao longo dos registros. Os perfis de temperatura apresentaram variações significativas no tempo, em particular na parte superior da coluna de água, acima de, aproximadamente, 150 m. Observou-se uma camada de mistura mais profunda e mais fria, com profundidades atingindo ~110 m e temperatura média de ~24,5 °C, de agosto a setembro de 2016, correspondendo, ao final do inverno e início da primavera, no hemisfério sul (Figura 14a). Por outro lado, uma camada de mistura mais rasa e mais quente, com profundidades variando de ~50 a 70 m e temperatura média de ~27 °C, foi observada de abril a maio em ambos fundeios, correspondendo às condições do outono austral (Figura 14b).

As temperaturas da camada de mistura no outono foram mais quentes do que as condições correspondentes ao final do verão, o que concorda com as trocas oceano-atmosfera na região, onde os fluxos líquidos positivos de calor somente invertem seu sentido entre abril e maio (GHISOLFI et al., 2015). Esses dois cenários extremos, em relação à profundidade e temperatura da camada de mistura, e os padrões de estratificação vertical em geral, concordam com a climatologia mensal WOA13 (World Ocean Atlas 2013) (LOCARNINI et al., 2013; ZWENG et al., 2013) para a região. Notavelmente, mesmo em anos diferentes, o comportamento foi semelhante de abril a maio nos dois anos de observação. Observaram-se condições transitórias de estratificação entre esses dois cenários, que por sua vez foram interpretadas como perfis médios intermediários entre o outono e o final do inverno — comportamentos característicos do início da Primavera.

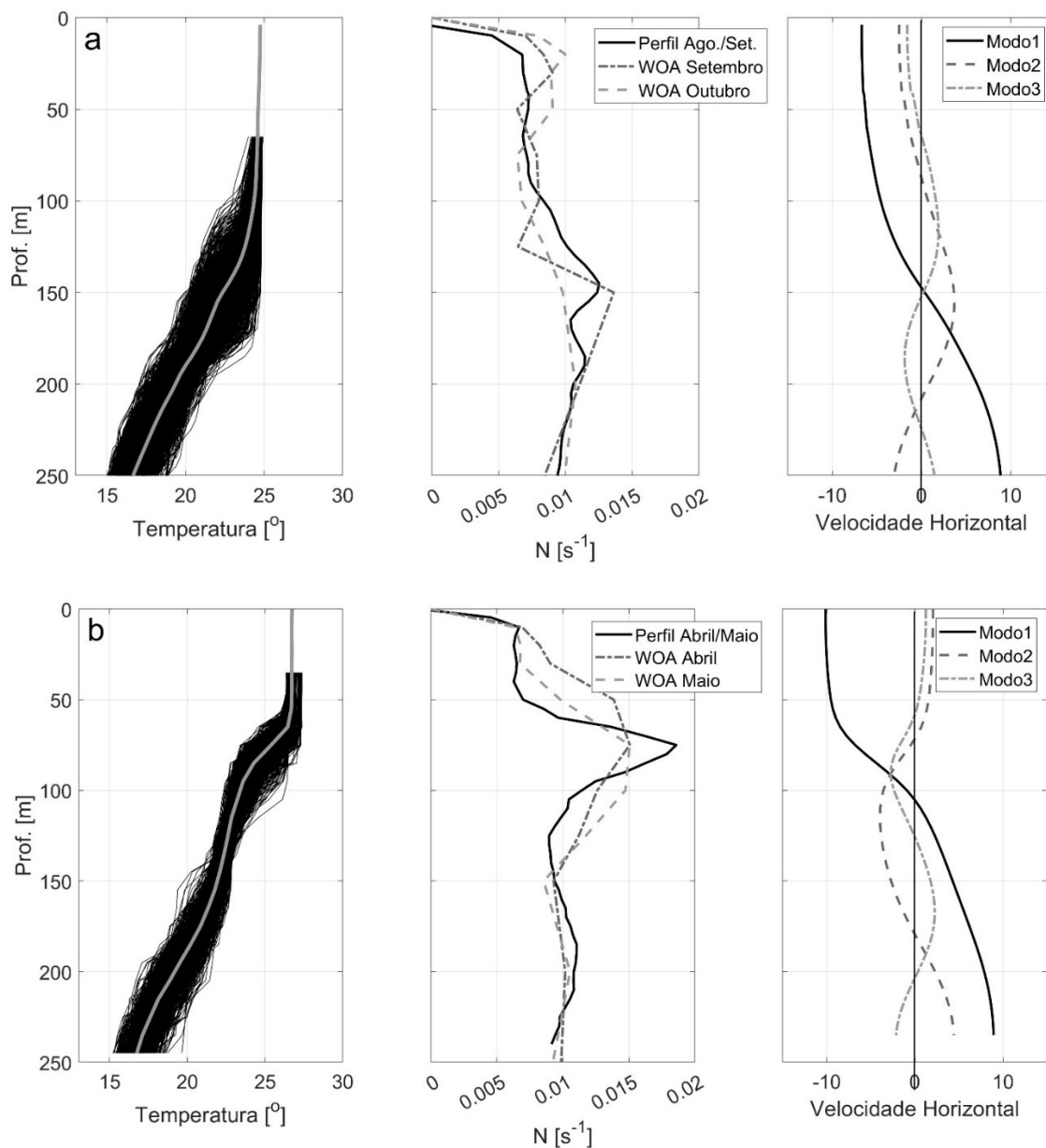


Figura 14: Estratificação vertical e análise de modo dinâmico para os dois cenários extremos de estratificação: a) agosto a setembro de 2016; e b) abril a maio de 2018. Painéis da esquerda: perfis de temperatura (linhas pretas) e suas respectivas médias temporais (linha cinza), preenchidos na superfície com valores climatológicos de WOA13. Painéis do meio: perfis de frequência de flutuabilidade derivados das condições médias observadas no período correspondente (linha preta) e derivados de perfis de densidade climatológica (linhas tracejadas cinza). Painéis da direita: três primeiros modos dinâmicos baroclínicos, normalizados da velocidade horizontal, calculados a partir das condições médias observadas.

Os perfis de frequência de flutuabilidade (N) correspondentes às condições de estratificação média para os dois cenários acima discutidos também são apresentados na Figura 14. Um único máximo é observado em ~ 150 m para agosto-setembro (Figura 14a), sugerindo uma estrutura vertical baroclínica modo-1 dominante para as ondas internas que se propagam nessa região. Um segundo máximo pode ser visto logo abaixo (a ~ 190 m), mas este, possivelmente, deve se fundir com o primeiro em um perfil N mais suavizado, derivado de um período mais longo de observações. A estrutura vertical correspondente das velocidades horizontais para o modo-1 mostra um cruzamento zero em ~ 150 m, o que concorda com o comportamento descrito para as velocidades meridionais, observadas de julho a novembro, conforme a Figura 12.

O perfil de frequência de flutuabilidade (N) para as condições de abril a maio, no entanto, é significativamente diferente do anterior (b). Enquanto observa-se um máximo local único e mais suave em ~ 190 m, outro máximo significativo ocorre em ~ 75 m, associado à reestratificação da coluna de água superior e a ascendência (ficando mais rasa) da camada de mistura superficial. Conseqüentemente, o primeiro modo dinâmico apresenta um cruzamento zero mais raso, o que está em acordo com o comportamento das velocidades meridionais descritas de abril a junho (conforme a Figura 12 e a discussão associada).

A estrutura bimodal do perfil de flutuabilidade sugere que o segundo modo baroclínico pode ser significativo nessas condições. Como os valores médios de profundidade da frequência de flutuabilidade variam, apenas, cerca de 10% entre as condições de agosto-setembro (média $N = 1,04 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$) e abril-maio (média $N = 9,3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$), não se espera que os valores de velocidade de fase, velocidade de grupo e comprimento horizontal de onda difiram muito para as ondas internas que se propagam nessa região ao longo do ano. Como referência, no Mar do Sul da China, onde há significativas variações dessas propriedades entre verão e inverno, a variação do valor médio do perfil vertical da frequência de flutuabilidade atinge quase 100% (Ma et al., 2013) entre esses dois períodos. Os valores dessas propriedades aqui estimadas são

apresentados na Tabela 2 (calculados com base na relação de dispersão, conforme já apresentado anteriormente, pelas equações (7), (8) e (9).

A velocidade de fase e o comprimento de onda da constituinte M_2 , para o primeiro modo estimados para o período de abril a maio, foram de 0,98 m/s e 43,4 km, respectivamente. No período de setembro a outubro, essas propriedades apresentaram valores semelhantes, de 0,97 m/s e 43,6 km, respectivamente. A velocidade de grupo do primeiro modo apresentou os mesmos valores para ambos os períodos, mas, para o segundo modo, esses valores variaram consideravelmente, passando de 0,42 m/s para 0,63 m/s.

Os valores apresentados na Tabela 2 são inferiores aos observados por Subeesh e Unnikrishnan (2016), no talude da costa oeste central de Jaigarh, na Índia, onde a profundidade local é cerca de quatro vezes maior do que no local fundeio deste estudo. Lá, as velocidades de onda interna, para o primeiro modo, variam de 1,6 a 1,9 m/s em profundidades de cerca de 1000 m. Com essas velocidades, calculadas para os meses analisados (fevereiro, abril e junho), este estudo estimou a velocidade de fase, a velocidade de grupo e o comprimento de onda dos principais constituintes de maré e, para o constituinte M_2 , os maiores valores foram observados em fevereiro ($C_p = 1,8$ m/s, $C_g = 1,6$ m/s, $\lambda_x = 79$ km).

ZHANG et al. (2018), diferencialmente, na plataforma da Patagônia, em cerca de 200m de profundidade, estimaram as velocidades de fase de MI semidiurnas de primeiro modo baroclínico, variando de ~0,45 m/s no início do aquecimento sazonal a ~0,55 m/s sob a estratificação sazonal máxima. Esses valores são consideravelmente inferiores aos aqui observados, mesmo que os respectivos locais de coleta de dados estejam na mesma escala de profundidade.

VIC et al. (2018) por outro lado, sobre a Cordilheira Mesoatlântica norte a 2000 m de profundidade, estimaram velocidades de grupo para MI semidiurnas de 1,33 m/s para o primeiro modo e 0,66 m/s para o segundo modo. Essa velocidade de grupo do segundo modo está próxima ao valor aqui estimado para o período de agosto-setembro.

Estimar a velocidade da fase da MI local é importante, pois se esta velocidade exceder, frequentemente, a velocidade do escoamento médio, um regime supercrítico é estabelecido. A existência de camadas críticas, em que a

corrente média coincide com a velocidade de fase de MI, pode em geral inibir a propagação das MI e levar à dissipação de energia, gerando mistura turbulenta e homogeneização da coluna de água estratificada (Baines, 1995). No presente caso, entretanto, como a intensidade média da corrente é menor que essa velocidade crítica local, conforme já descrito na seção anterior, espera-se que esse mecanismo não seja importante para o processo de dissipação de energia das MI no local.

Tabela 2: Velocidades de fase, velocidade de grupo e comprimentos de onda calculados para o primeiro e segundo modos baroclínicos da constituinte M_2 de MI com os dados dos fundeios, para os dois cenários de estratificação discutidos no texto, com base nas equações 7 a 9.

ESTAÇÃO DO ANO	MODO	C_p (fase) (m/s)	C_g (m/s)	λ_x
Abril-Maio	1	0,98	0,85	43,4 km
	2	0,48	0,42	18,5 km
Agosto-setembro	1	0,97	0,85	43,6 km
	2	0,41	0,63	21,5 km

3.1.4 Marés baroclínicas semidiurnas

As velocidades baroclínicas foram calculadas a partir das séries filtradas na banda semidiurna para cada profundidade de medição do ADCP, removendo a componente barotrópica por meio da média vertical, e foram então submetidas à análise harmônica para gerar as elipses de maré baroclínicas, mostradas na figura 16 para a constituinte dominante M_2 . Realizou-se a análise para os dois cenários extremos de estratificação identificados na seção anterior, considerando as séries temporais de velocidade para o período de agosto a setembro (profundidade da camada mistura mais profunda, durante o final do inverno e início da primavera de 2016) e para o período abril-maio (com a camada de mistura mais rasa, durante o outono de 2016 e 2018). Por um lado, diferenças proeminentes foram observadas ao longo da coluna d'água quando as propriedades das elipses de maré da constituinte M_2 foram comparadas entre

os dois cenários de estratificação. Além disso, observou-se um comportamento semelhante (embora não igual) quando se compararam os dois cenários de Outono, de 2016 e 2018.

Durante o período de agosto a setembro de 2016 (Figura 15a), as amplitudes do semieixo maior mostram uma estrutura bimodal, com maiores valores acima de ~100 m e abaixo de ~160 m, e amplitudes menores em profundidades médias (de ~120 a 150 m). Esse padrão, juntamente à diferença de fase de ~180 graus entre as partes superior e inferior da coluna de água, representa uma estrutura baroclínica vertical de primeiro modo das velocidades horizontais, associada à MI da constituinte M_2 . Tal estrutura vertical está de acordo com aquela sugerida pela análise de modos dinâmicos, apresentada na Figura 14a, e derivada da estratificação vertical média para esse mesmo período. O fluxo é orientado, principalmente, na direção noroeste-sudeste em ambas as camadas, consistente com a MI sendo gerado no monte submarino Montague e se propagando para o sul (conforme derivado da análise de satélite a ser apresentada na seção 3.2).

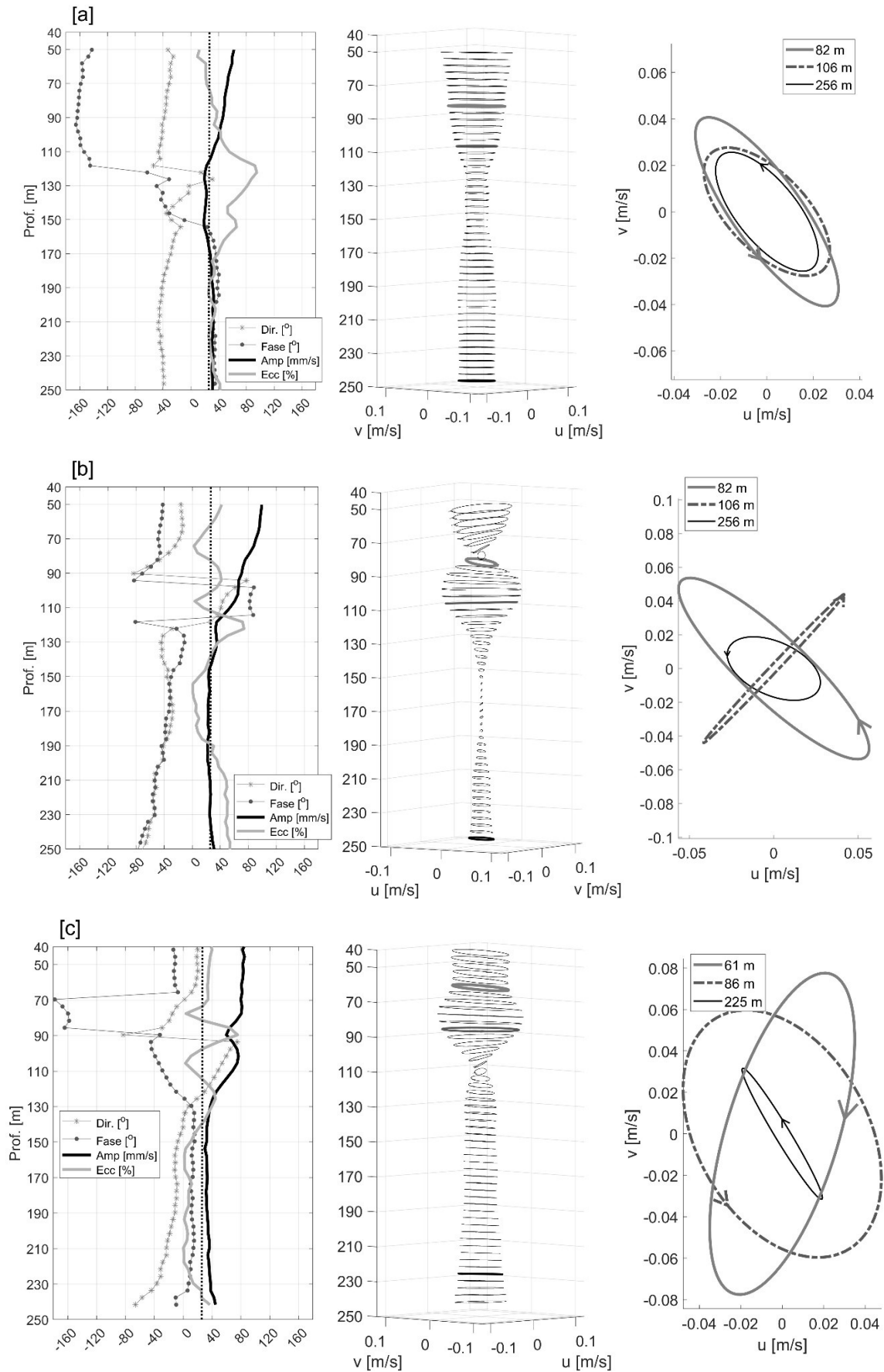


Figura 15: Propriedades da constituinte M_2 dominante, resultado da análise harmônica do sinal baroclínico (componente barotrópica removida) ao longo da coluna de água, para a) agosto-setembro de 2016; b) abril-maio de 2016; e c) abril-maio de 2018. Painéis esquerdos: principais propriedades das elipses de maré: direção (linha fina com estrelas), fase (linha fina com pontos), amplitude do semieixo maior (linha grossa preta) e excentricidade (linha grossa cinza). A linha pontilhada fina corresponde à amplitude do semieixo maior em relação, apenas, ao sinal barotrópico. As amplitudes são dadas em mm/s para ajustar todas as curvas no mesmo painel. Os painéis do meio revelam as elipses de maré em cada profundidade, e os painéis da direita mostram os hodógrafos em três profundidades representativas.

As elipses de maré baroclínicas, calculadas para abril-maio (condições de outono) de 2016 e 2018 (Figura 15b e Figura 15c), são significativamente diferentes daquelas estimadas para agosto-setembro de 2016 (final do inverno – início da primavera). Embora as amplitudes ainda representem uma estrutura dominante de primeiro modo intensificada na superfície, um pico secundário em amplitude, observado próximo de 90 a 100 m e, particularmente, uma significativa inversão de fase em torno dessas profundidades apontam para o crescimento do segundo modo dinâmico durante esse período. As inversões de fase são seguidas por mudanças na direção principal do semieixo principal das elipses (painéis à direita na Figura 15). Esse padrão é consistente com o intenso pico perto da superfície (~75 m de profundidade), observado na frequência de flutuabilidade durante esses períodos, o que, por sua vez, associa-se à reestratificação da parte superior da coluna de água e ao aparecimento de uma termoclina sazonal (Figura 14b).

As formas das elipses de maré são consistentes com os modos estatísticos derivados da análise de EOF complexa das velocidades horizontais, realizada para os dois cenários extremos de estratificação (na Figura 16, apresentam-se os perfis verticais dos modos estatísticos e, na Tabela 3, a variação da porcentagem da variabilidade explicada por cada modo estatístico). O primeiro modo estatístico da EOF explica a maior parte da variância (atingindo 44% da variabilidade total em agosto-setembro) durante todo o período de observações (cobrindo todos os meses do ano), mas a importância relativa do segundo modo estatístico cresce de janeiro a junho, correspondendo às condições de verão austral e outono. Esse comportamento é acompanhado pela diminuição da profundidade do ponto de inversão na vertical (Figura 16b), o que, por sua vez, pode estar associada ao aparecimento de um intenso pico no perfil

vertical de frequência de fluatuabilidade, próximo à superfície, que acompanha o processo de reestratificação da parte superior da coluna d'água.

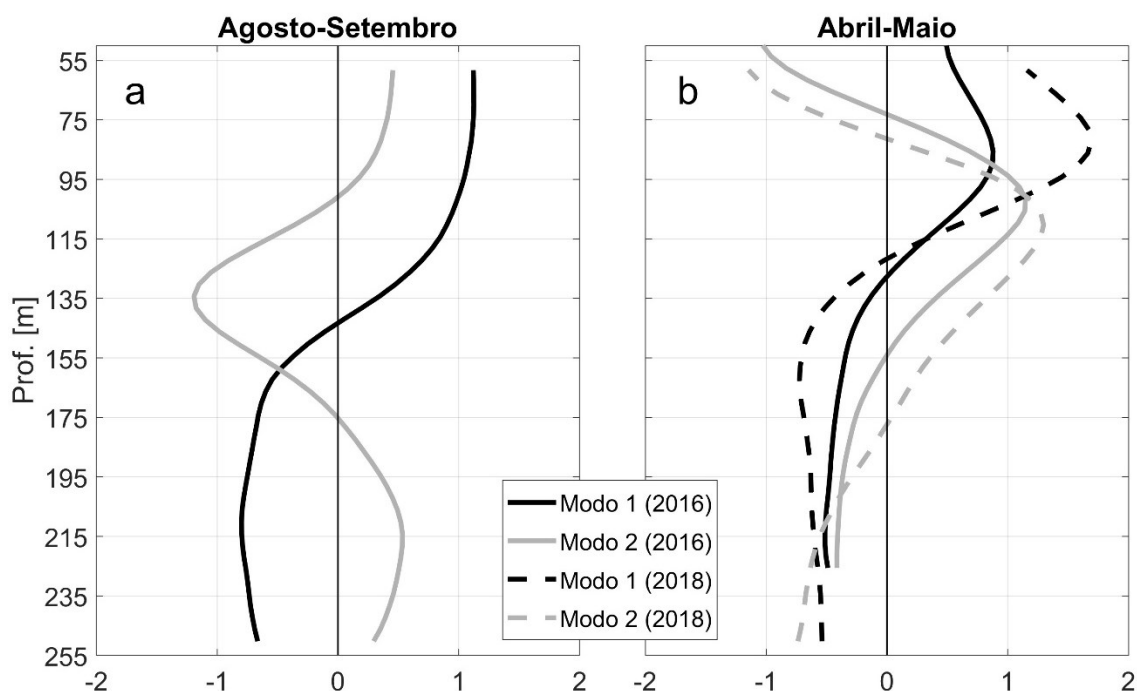


Figura 16: Resultado da análise EOF complexa da velocidade horizontal baroclínica para: a) agosto-setembro de 2016, e b) abril-maio de 2016 e 2018. Apenas os dois primeiros modos estatísticos são mostrados para cada período.

Tabela 3: Importância relativa (variância explicada) da variabilidade total das correntes pelos dois primeiros modos estatísticos mais importantes, resultantes da análise EOF complexa das velocidades horizontais para diferentes períodos durante os dois fundeios.

2016				
Mês	Modo1 (%)	Modo2 (%)	Modo3 (%)	Modo4
Abril/maio	33	19	9	5
Maio/junho	36	18	8	6
Junho/julho	33	16	8	6
Julho/agost.	39	16	8	5
Agost/setem.	44	11	6	5
Setem/out.	39	12	7	5
Out/nov.	34	13	8	6
2018				
Mês	Modo1 (%)	Modo2 (%)	Modo3 (%)	Modo4
Jan/fev.	31	18	11	7
Fev/mar	32	19	8	6
Mar/abril	34	20	6	5
Abril/maio	35	22	7	5

A Energia Cinética (EC) das MI, verticalmente integrada no local do fundeio (calculada a partir da equação (2)) é apresentada na Figura 17 e na Figura 18, e uma correlação positiva com o de ciclo sizígia-quadratura (diagnosticado pelos dados filtrados de pressão ADCP) é aparente. Na maior parte do registro, a EC, durante as marés de sizígia, é cerca de três vezes maior do que o observado durante as marés de quadratura. Por um lado, isso pode ser esperado, uma vez que os fundeios estão localizadas na região mais energética em termos de geração de MI na CVT (de acordo com Paiva et al., 2018 e com o que será também apresentado na seção 3.2). Como exemplo de eventos de alta energia, destaca-se o pico que ocorre por volta de 7 de junho de 2016 (Figura 18b), e outro por volta de 3 de abril de 2018 (Figura 17b). Nesses eventos, a energia cinética integrada verticalmente atingiu valores acima de $0,7 \text{ KJ} / \text{m}^2$.

Por outro lado, essa relação entre a EC e o ciclo sizígia-quadratura não é evidente em alguns ciclos (ver julho de 2016 e abril de 2018, por exemplo), sugerindo que, pelo menos, parte da EC observada no local do fundeio pode não ser gerada localmente. Há evidências, na Figura 17 e na Figura 18, de que a EC também está relacionada à estratificação vertical da coluna d'água. A reestratificação das camadas superiores, mostrada em seu extremo na Figura 14 durante abril a maio, na verdade, persiste por um longo tempo durante o período de observação. Valores máximos de N^2 atingindo $\sim 6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$ são observados de janeiro a maio de 2018 (Figura 17), e estão localizados em profundidades menores do que 100 m (valor médio de $\sim 75 \text{ m}$) para todo esse período.

De junho a novembro de 2016, diferentemente, os valores máximos de N^2 são, em geral, menores que $4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$, e sua localização na coluna d'água move-se, progressivamente, para camadas mais profundas, atingindo $\sim 190 \text{ m}$ ao final do período de observação (Figura 18). A energia cinética, verticalmente integrada das velocidades baroclínicas, varia de acordo e é cerca de duas vezes maior de janeiro a maio do que de julho a novembro. Esse comportamento é ainda mais perceptível quando se analisam as médias mensais de EC (Figura 19), em que também é possível verificar que os maiores valores de médias mensais de EC ocorreram nos meses de março e abril, período em que se

identificaram valores mais acentuados de estratificação (N^2) (pico logo depois de 10 e 30 de abril na Figura 17b).

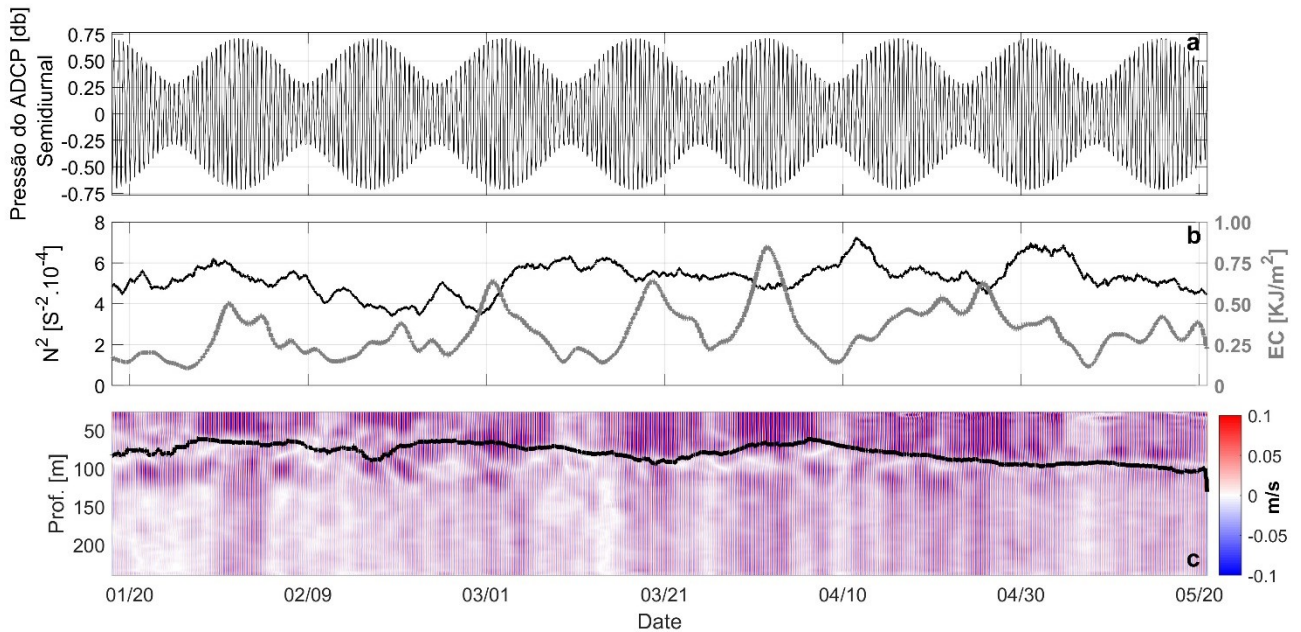


Figura 17: Série temporal de janeiro a maio de 2018 (segundo fundeio), mostrando: a) pressão medida pelo ADCP na banda semidiurna, apresentada como um indicador das marés barotrópicas no local do fundeio; b) energia cinética verticalmente integrada (EC) da MI, conforme equação (2) (linha cinza), e o valor máximo da frequência de flutuabilidade ao quadrado (N^2) na coluna d'água (linha preta); e c) velocidades baroclínicas meridionais filtradas na faixa semidiurna, ao longo da coluna d'água (escala azul a vermelho), e a posição vertical (linha preta sobrescrita) do valor máximo de N^2 .

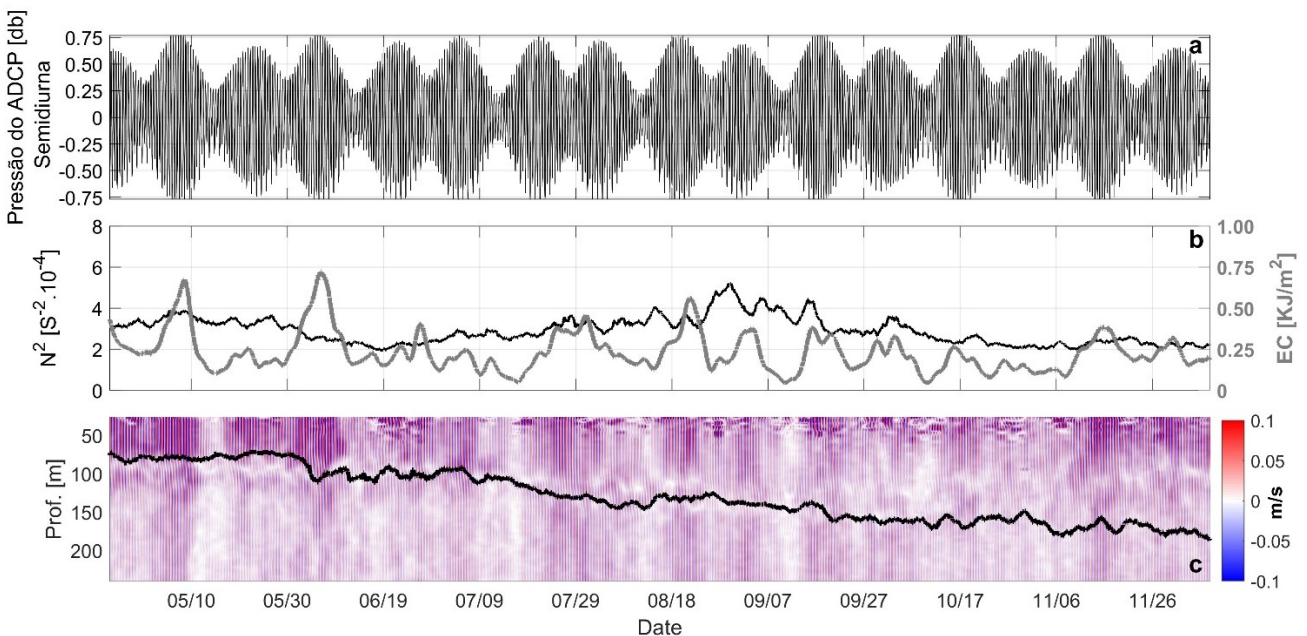


Figura 18: Série temporal de maio a novembro de 2016 (primeiro fundeio), mostrando: a) pressão medida pelo ADCP na banda semidiurna, apresentada como um indicador das marés barotrópicas no local do fundeio; b) energia cinética verticalmente integrada (EC) da MI, conforme equação (2) (linha cinza), e o valor máximo da frequência de flutuabilidade ao quadrado (N^2) na coluna d'água (linha preta); e c) velocidades baroclínicas meridionais filtradas na faixa semidiurna, ao longo da coluna d'água (escala azul a vermelho), e a posição vertical (linha preta sobrescrita) do valor máximo de N^2 .

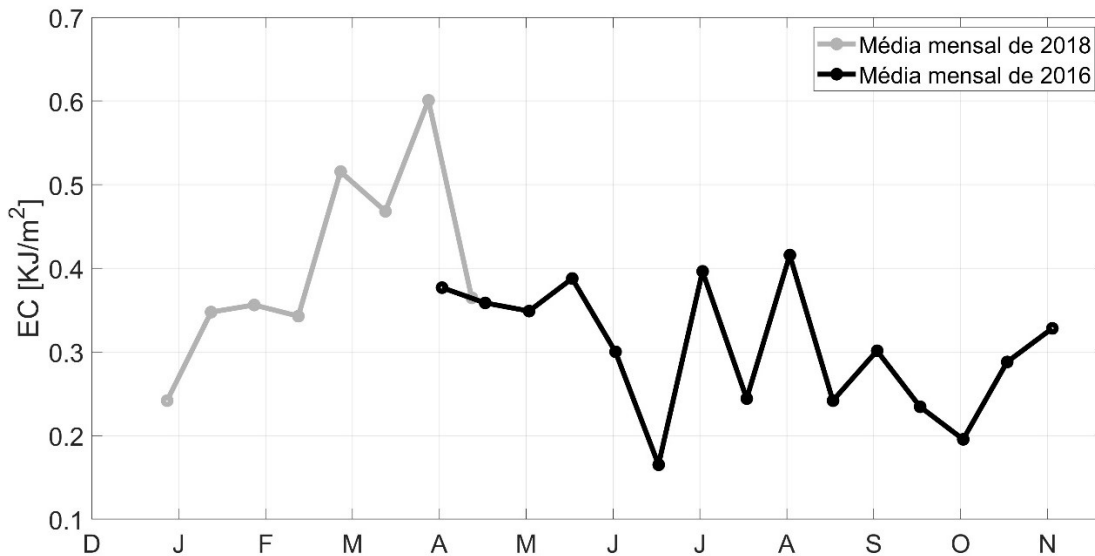


Figura 19: Média mensal da EC integrada na vertical calculadas com as séries temporais de 2016 e 2018.

A EC apresentada na região de observação, contudo, parece responder também a outros fatores, além da formação local das MI. Sua variabilidade parece não ser determinada, apenas, pela forçante barotrópica ou pela estratificação local. A complexidade batimétrica da região potencialmente possibilita a incidência de pacotes de energia de MI advindas de outros locais de formação próximos, possivelmente de outros montes submarinos da CVT.

3.1.5 Conversão e fluxo de energia

Os fluxos de energia, calculados de acordo com a equação (10) para cada profundidade de medição, dependem não apenas da magnitude das flutuações de velocidade baroclínica na banda semidiurna, mas principalmente de sua correlação com as flutuações de pressão. Essas flutuações são ilustradas na Figura 20, para um curto período representando um ciclo sizígia-quadratura durante agosto de 2016. O padrão principal que surge dessa figura é de uma onda interna com uma estrutura vertical de primeiro modo baroclínico. As flutuações do campo de massa (ρ') ocorrem ao longo de toda a coluna de água, mas são significativamente mais pronunciadas nos níveis da termoclina (indicados no painel inferior pelos valores máximos da frequência de

flutuabilidade – N^2 , que oscilam aproximadamente entre 100 e 150 m de profundidade com frequência semidiurna).

As flutuações de pressão baroclínica (p') apresentam valores máximos acima e abaixo da termoclina, e estas estão defasadas em 180° em relação às flutuações da componente meridional da velocidade (v'), que, por sua vez, encontram-se substancialmente intensificadas nas camadas superiores. A assinatura de um segundo modo baroclínico também pode ser observada na Figura 11, e é claramente discernível como um máximo secundário em v' (mais evidente durante as marés de sizígia), ρ' (mais evidente durante as marés de quadratura) e na frequência de flutuabilidade ao longo da coluna d'água. Esse segundo modo é mais proeminente de janeiro a junho, mas na verdade está presente em todos os meses do ano (como discutido anteriormente).

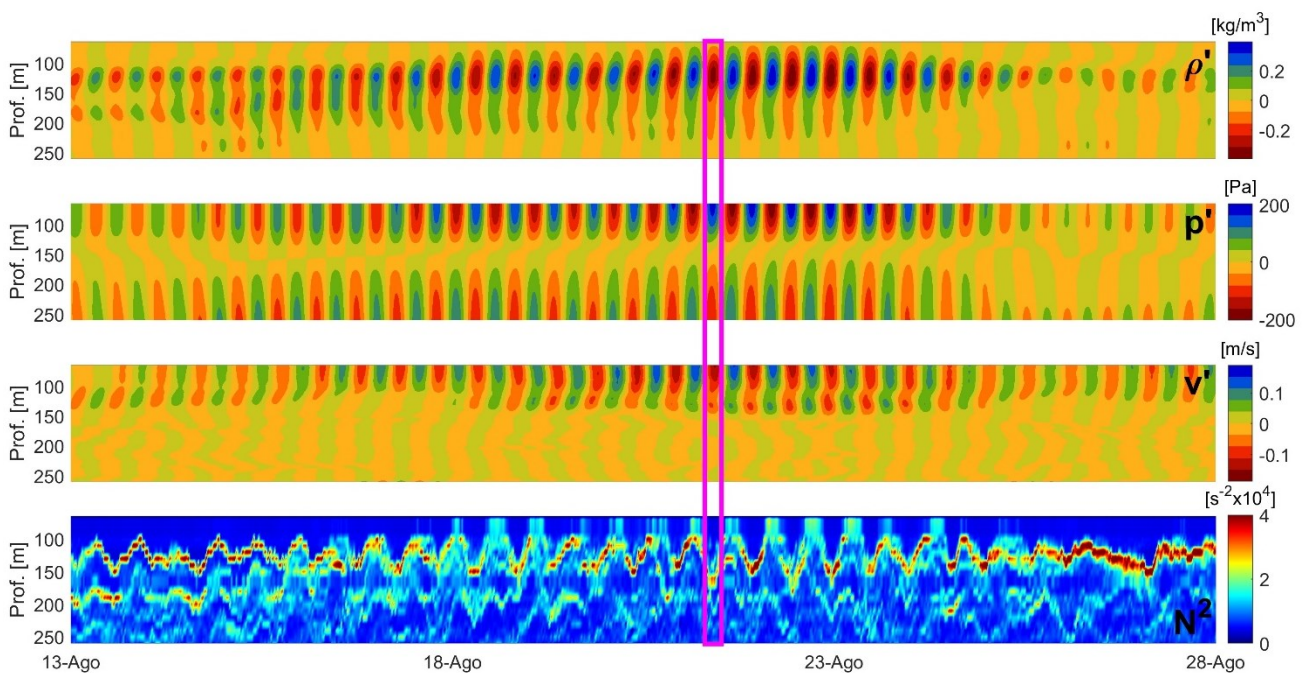


Figura 20: Flutuações de densidade (ρ'), pressão dinâmica (p'), e velocidade meridional baroclínica (v') e frequência de flutuabilidade ao quadrado (N^2) associadas às MI no local do fundeio, para o período de um ciclo sizígia-quadratura, durante agosto de 2016. Todos os campos foram filtrados na banda semidiurna (ver texto para detalhes). O retângulo em magenta destaca as perturbações durante um período de seis horas, para evidenciar seu comportamento concomitante e sincronizado entre as diferentes flutuações.

A magnitude dos fluxos de energia verticalmente integrado ao longo dos registros dos fundeios é apresentada na Figura 21 (painéis superiores). Uma forte relação com o ciclo sizígia-quadratura é aparente, e um pouco mais

evidente de julho a novembro de 2016. Os fluxos máximos correspondem às marés de sizígia, enquanto os valores mínimos se aproximam de zero durante as marés de quadratura, para a maioria do registro, mas não para todos os ciclos durante os dois fundeios.

Variações significativas dos fluxos verticalmente integrados também são observadas para diferentes meses do ano. Os fluxos máximos de energia estão praticamente abaixo de 200 W/m de janeiro a maio de 2018; excedem um pouco esse limite de abril a junho de 2016; atingem seu pico acima de, aproximadamente, 500 W/m de julho a setembro de 2016 (com máximo absoluto para todo o registro de 700 W/m, no início de agosto de 2016); e diminuem novamente de outubro a novembro de 2016. Embora o registro total possa ser curto para inferir alguma variabilidade sazonal dos fluxos de energia na CVT, os dados sugerem que condições mais favoráveis para a propagação dessas ondas são alcançadas durante o inverno austral e o início da primavera (fluxos médios de ~ 260 W/m), quando a camada de mistura é mais profunda. Por outro lado, fluxos menores (valores médios de ~ 100 a 150 W/m) foram observados durante os meses em que ocorre a reestratificação da coluna superior associada à formação de uma termoclina sazonal.

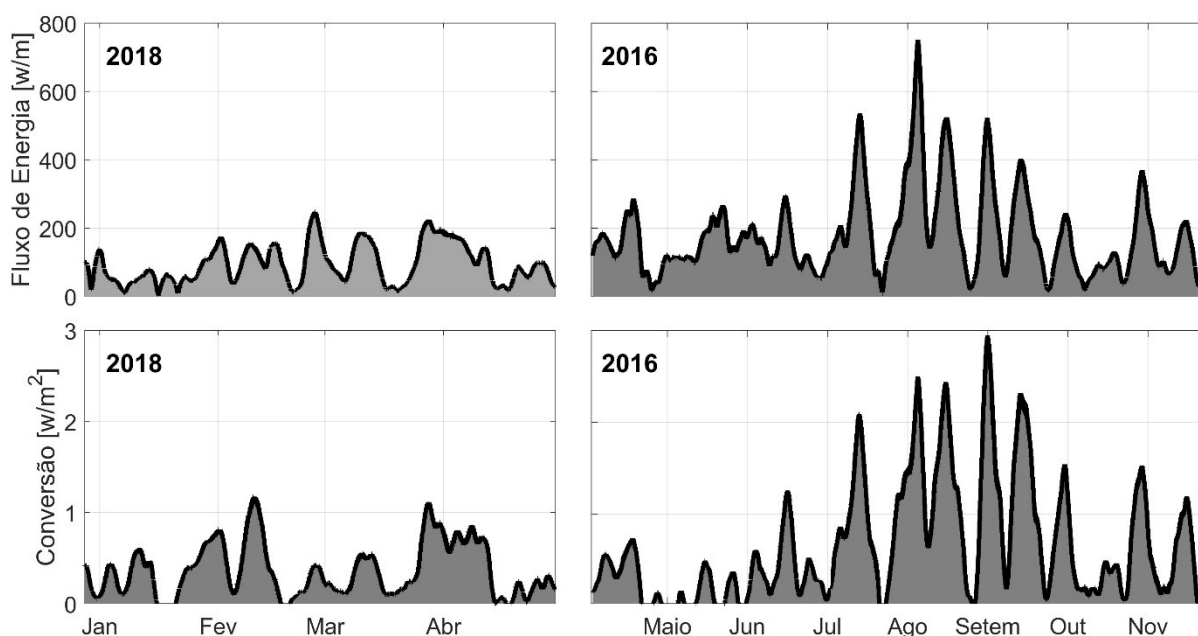


Figura 21: Fluxo de energia verticalmente integrado na banda semidiurna (painéis superiores) e conversão de energia das marés barotrópicas para baroclínicas (painéis inferiores) durante os dois fundeios. Calculou-se o fluxo e a conversão diariamente (de acordo com as Equações 10 e 11) em relação a uma janela móvel centralizada de 15 dias de duração (para obter uma estimativa média baseada em pelo menos ~ 30 ciclos da maré semidiurna).

O fluxo de energia integrado, associado às MI no local fundeio, apontam para sul-sudeste (na verdade variando entre 170 e 140 graus) durante todo o registro. Isso está em acordo com os resultados de Paiva et al. (2018), em suas análises baseadas em dados altimétrico de satélite (na verdade um conjunto de programas satelitais), e com a análise apresentada na Figura 22 da seção 3.2, baseada em dados do *CryoSat-2*, que também indicam fluxos na direção sul. Observe que a análise das MI, baseada em altimetria por satélite, integra as informações (dados altimétricos) em quadrados de 120x120 km de largura, enquanto os dados do fundeio representam um único local, o que pode explicar a pequena diferença relativa de direção computada. A magnitude dos fluxos calculados, no entanto, é significativamente menor do que aqueles baseados nos dados de satélite (~3 kW/m da *CryoSat-2*, e até 5 kW/m de acordo com Paiva et al., 2018). Embora as diferenças entre as estimativas *in situ* e baseadas em satélite não sejam inesperadas e possam refletir dados imperfeitos ou outros fatores (CHISWELL, 2006), possivelmente estão relacionadas no presente caso à profundidade relativamente rasa no local do fundeio, o que não permite que as observações *in situ* capturem a convergência dos fluxos mais energéticos das demais regiões geradoras no entorno da cadeia. Os fluxos calculados no local do fundeio, no entanto, são significativos e comparáveis aos obtidos por dados *in situ* em vários outros locais ao redor do mundo (por exemplo, ~0,5-1,0 kW/m na plataforma australiana, conforme relatado por HOLLOWAY et al., 2001; ~0,15 kW/m no Faroe-Shetland Channel, calculado por HALL et al., 2011; e ~0,8 kW/m no Mid-Atlantic Ridge, de acordo com VIC et al., 2018), embora valores significativamente mais altos também tenham sido relatados em outros locais do mundo (por exemplo, GERKEMA e VAN HAREN 2007; RAYSON et al., 2011; ZILBERMAN et al., 2011; PICKERING et al., 2015).

As séries temporais de conversão de energia da maré semidiurna barotrópica para baroclínica, no local do fundeio, também são apresentadas na figura 20 (painel inferior), para 2016 e 2018. O padrão é muito semelhante ao dos fluxos de energia, tanto no que diz respeito à influência dos ciclos de sizígia-quadratura, quanto à variabilidade para os diferentes períodos ao longo do ano. Valores mais baixos raramente excedendo ~1,0 W/m² ocorrem de janeiro a junho (média de ~0,3 W/m²), enquanto as taxas máximas de conversão são vistas de

julho a setembro, atingindo mais de $2,0 \text{ W/m}^2$ (média de $\sim 1,2 \text{ W/m}^2$). Tais valores são comparáveis aos computados a partir de observações *in situ* em outros locais importantes de geração de MI no mundo (ZILBERMAN et al., 2011; PICKERING et al., 2015). A variabilidade temporal significativa da conversão de energia das MIs também foi relatada em outros lugares. ZILBERMAN et al. (2011) descobriram que as taxas de conversão variam por um fator de dois entre diferentes meses do ano na Cordilheira Havaiana, e especulam que isso pode estar relacionado com as mudanças na estratificação vertical observadas no local onde foram realizadas as medições.

YADIDYA E RAO (2022) descobriram que tanto a forçante de maré barotrópica quanto a estratificação são responsáveis pela variabilidade interanual significativa da conversão de energia em vários locais no Mar de Andaman, Oceano Índico. Como não há mudanças significativas na amplitude das marés barotrópicas na CVT ao longo do ano, a variabilidade temporal da estratificação vertical (ver Figura 14, Figura 17 e Figura 18, observar variações na forma do perfil e posição vertical relativa dos máximos da frequência de flutuabilidade ao longo do ano) é uma provável candidata a explicar a variabilidade observada nas taxas de conversão. Isso, por sua vez, também pode ser o motivo da variabilidade observada dos fluxos de energia no local do fundeio.

A variabilidade dos fluxos de energia e da conversão também demonstraram, em outros locais ao redor do mundo (DUSHAW et al., 1995; MITCHUM e CHISWELL, 2000; Li et al., 2020), estar associada à falta de coerência do sinal das MI. Para avaliar esse aspecto, calculou-se a contribuição da parte coerente do sinal das MI para a quantificação do fluxo total de energia para os dois cenários extremos de estratificação discutidos anteriormente.

Seguindo NASH et al. (2012b), os fluxos de energia em cada profundidade de medição foram computados usando, apenas, os constituintes de maré M_2 , S_2 e N_2 extraídas por meio da análise harmônica das séries de velocidade das correntes, para os períodos de abril a maio (2016 e 2018) e agosto a setembro (2016). A coerência dos fluxos de energia, verticalmente integrados, foi de 79% (2016) e 76% (2018) para o primeiro, e 89% (2016) para o segundo período. Esses altos valores de coerência eram, de certa forma, esperados, uma vez que

fundeios foram propositalmente posicionados na região de máxima geração de MI no da CVT (a região de máximos fluxos de energia derivados da análise baseada em altimetria por satélite de PAIVA et al., 2018).

Embora não esteja estritamente ligada à forçante barotrópica, a componente coerente pode ser interpretada como a MI gerada localmente. As mudanças no nível de coerência do outono, para o final do inverno e início da primavera, são significantes, mas explicam, apenas, uma pequena parte da variabilidade observada nos fluxos de energia entre esses dois períodos.

3.2 VARIABILIDADE INTERANUAL DAS MI

A análise bidimensional de ondas planas utilizada por PAIVA *et al.* (2018) para se estimar um mapa de fluxo de energia para uma porção do Atlântico Sul, em que a CVT se encontrava centralizada, foi aqui reproduzida usando somente dados do satélite *CryoSat-2* (Figura 22), segundo a metodologia apresentada por ZHAO (2016).

Os resultados obtidos corroboraram os resultados de PAIVA et al. (2018), em que foram observados elevados fluxos de energia de MI associada a constituinte M_2 , geradas a partir da CVT. Os mesmos feixes principais de fluxo de energia irradiados a partir da CVT foram também observados com essa nova base de dados (*CryoSat-2*). É importante perceber que a focalização de energia observada por PAIVA *et al.* (2018) se mantém como uma feição característica da região, onde, em seu centro, observam-se valores de fluxo de energia integrado superiores a 4 kW/m.

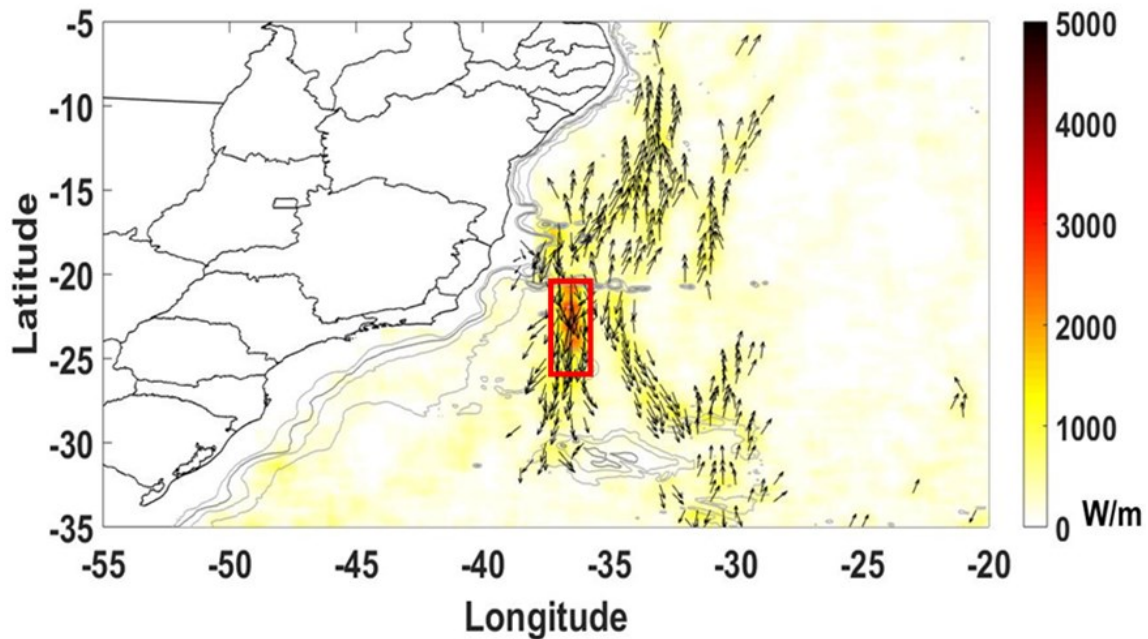


Figura 22: Fluxo de energia associado ao primeiro modo baroclínico da componente M_2 no Atlântico Sul, calculado pelo método de ajuste de ondas planas a partir de dados de SLA do CryoSat-2. A escala de cor de vermelho para amarelo indica a magnitude do fluxo e os vetores de direção de propagação. Os vetores só foram inseridos em regiões onde o fluxo de energia foi superior a 0,5 kW/m.

Seguindo a metodologia utilizada por ZHAO (2016) foram ainda reproduzidas às estimativas de amplitude e fluxo de energia das MI associados à constituinte M_2 , usando períodos diferentes da base de dados, conforme descrito na seção 2.4. O objetivo dessa análise foi inferir se há, para o processo de geração e propagação de MI a partir da CVT, uma variabilidade interanual significativa. Para isso, inicialmente, utilizou-se uma média de fluxo na região do feixe principal de propagação de energia a partir da CVT, que consiste na região delimitada pelo retângulo vermelho representado na Figura 22.

Os dados altimétricos disponíveis do *CryoSat-2* (2011 a 2018) foram então separados em conjuntos de 4 anos, conforme descrito na metodologia, sendo também calculada uma estimativa média de referência usando todos os quase 8 anos de dados. Nesse tipo de abordagem, a variabilidade dos máximos de fluxo de energia, na região do retângulo vermelho da Figura 22, foi de, apenas, 3-4 % entre os anos (Tabela 4).

Tabela 4: valores de amplitude e fluxo associado com a constituinte de maré interna M_2 para os diferentes conjuntos (intervalos de anos) de dados disponíveis do *CryoSat-2*.

CONJUNTO DE DADOS	AMPLITUDE M_2	MÉDIA DO FLUXO ENERGIA (kW/m)	MÁXIMO DO FLUXO ENERGIA (kW/m)
2011 a 2015	0,0109	1,310	3,073
2012 a 2016	0,0112	1,374	3,106
2013 a 2017	0,0112	1,364	3,123
2014 a 2018	0,0111	1,338	3,003
2011 a 2018	0,0109	1,307	2,874

A variabilidade em termos médios, em toda a área do retângulo vermelho da Figura 22 não foi significativa, porém, em regiões específicas da área analisada, a variabilidade do fluxo foi sim importante, como será evidenciado mais à frente.

Para poder melhor apresentar a variabilidade espacial entre os campos dos conjuntos de quatro anos, utilizou-se como referência o campo resultante do conjunto total de oito anos, isto é, de 2011-2018, para se obterem as anomalias entre os diferentes campos. Subtraindo-se, então, do campo de referência, ponto a ponto, o campo de fluxo associado a cada conjunto de quatro anos, conseguiu-se identificar, com mais clareza, se houve tendências regionais de aumento ou diminuição do fluxo em determinadas áreas do domínio de análise ao longo dos anos.

O resultado dessa análise para o primeiro conjunto de dados (fluxo de 2011 a 2018 – fluxo 2011 a 2015, Figura 23) revelou regiões específicas onde a variabilidade interanual do fluxo de energia foi importante. A primeira delas na região próxima da CVT, com centro de máxima concentração na direção do Monte Montague; e a segunda coincidindo com a região onde, normalmente, se estende a região de canalização de fluxo proveniente da CVT.

A primeira região de alta variabilidade observada, próxima à CVT, por estar tão próxima da região de formação, parece ter forte relação com o processo de geração de MI na frequência da constituinte M_2 . Considerando-se que o campo da Figura 23 reflete a subtração do campo de 2011 a 2015 do campo de referência (2011 a 2018), o resultado positivo demonstra que, durante os anos iniciais, observaram-se menores valores de fluxo de energia nessa região do que

nos anos seguintes. Em outras palavras, pode-se inferir que houve um menor fluxo de MI nesse período do que nos anos seguintes. Esse aspecto é corroborado pelo fato de que as análises dos próximos conjuntos de anos (Figura 24 , Figura 25, Figura 26) evidenciarem uma gradativa diminuição de anomalia de fluxo positiva nessa região de formação e inversão do sinal da anomalia nos conjuntos de anos subsequentes.

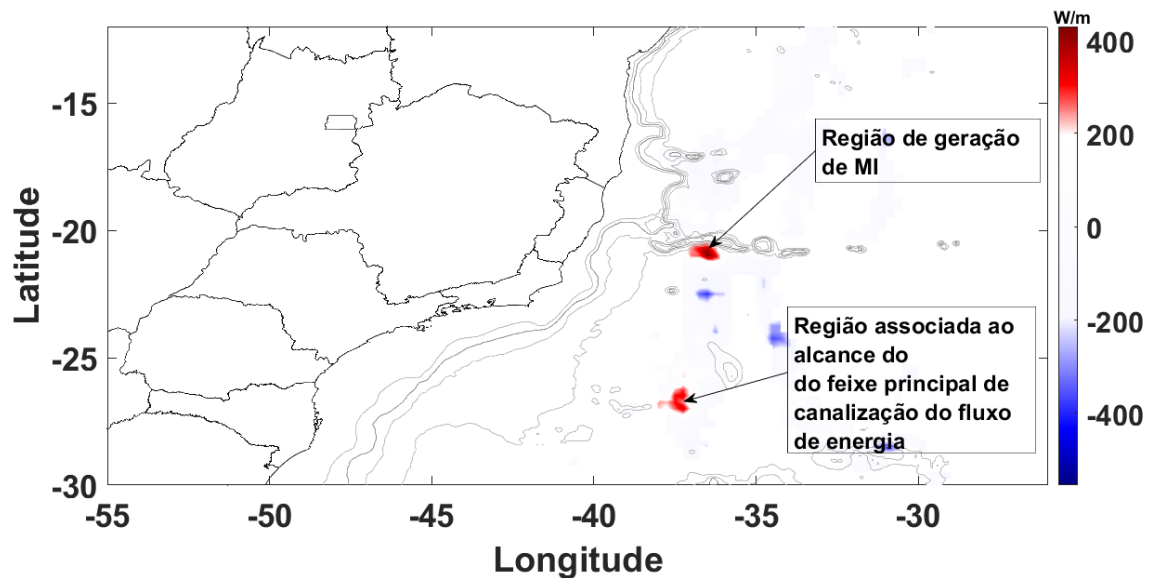


Figura 23: Diferença entre o campo de fluxos resultantes da análise do conjunto de dados dos anos de 2011 a 2018 menos o resultado de fluxo estimado, usando dados 2011 a 2015. As diferenças de fluxos inferiores a 0,2 kW/m foram colocadas na cor branca para melhor evidenciar os pontos de maior variabilidade.

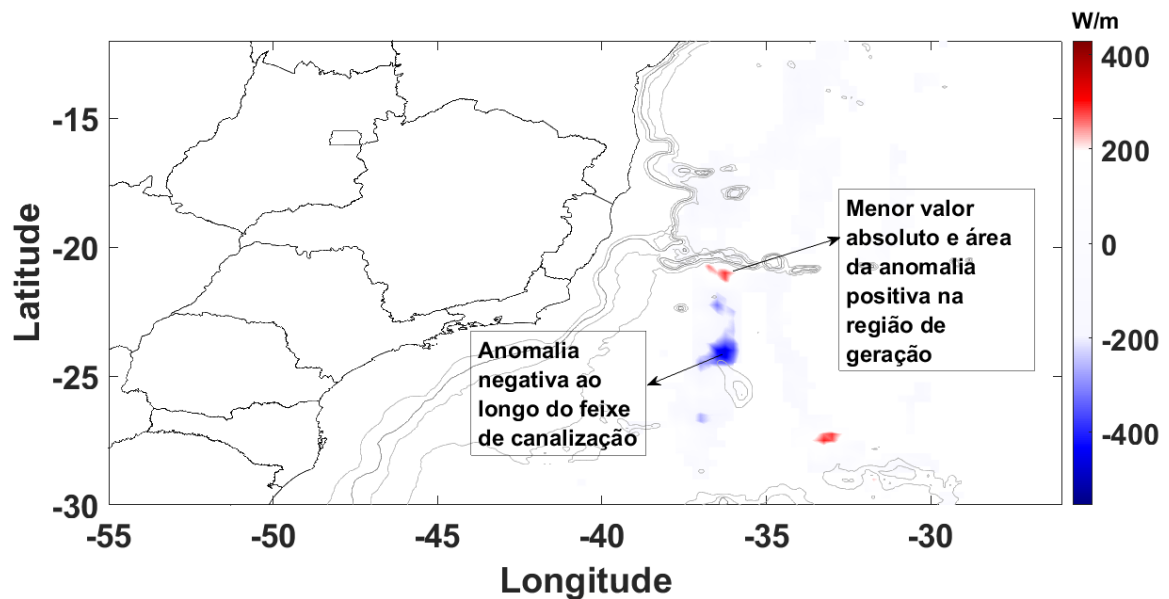


Figura 24: Diferença entre o campo de fluxos resultantes da análise do conjunto de dados dos anos de 2011 a 2018 menos o resultado de fluxo estimado, usando dados 2012 a 2016. As diferenças de fluxos inferiores a 0,2 kW/m foram colocadas na cor branca para melhor evidenciar os pontos de maior variabilidade.

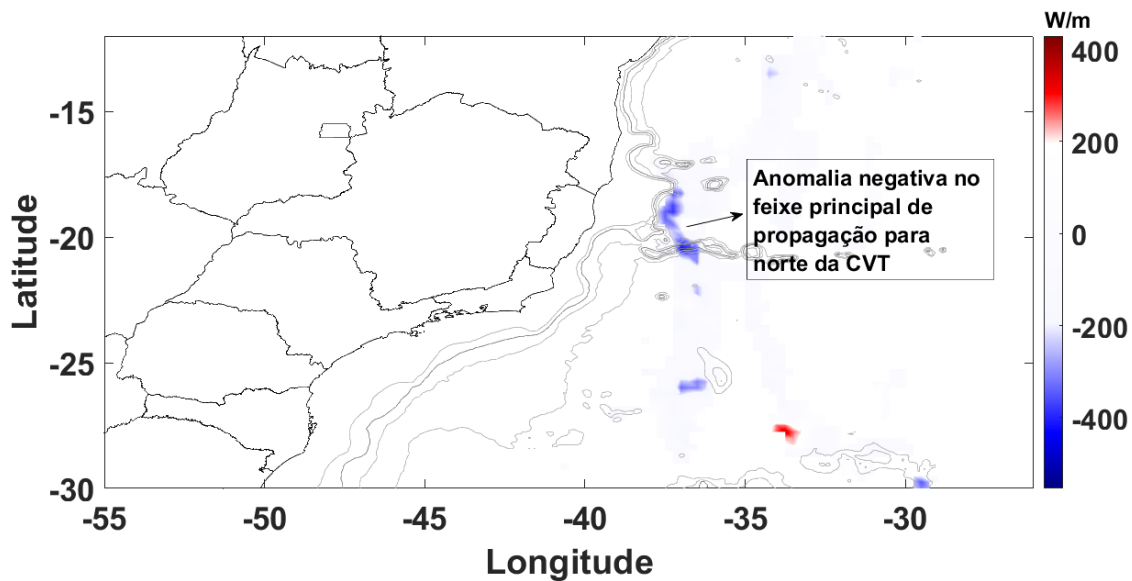


Figura 25: Diferença entre o campo de fluxos resultantes da análise do conjunto de dados dos anos de 2011 a 2018 menos o resultado de fluxo estimado, usando dados 2013 a 2017. As diferenças de fluxos inferiores a 0,2 kW/m foram colocadas na cor branca para melhor evidenciar os pontos de maior variabilidade.

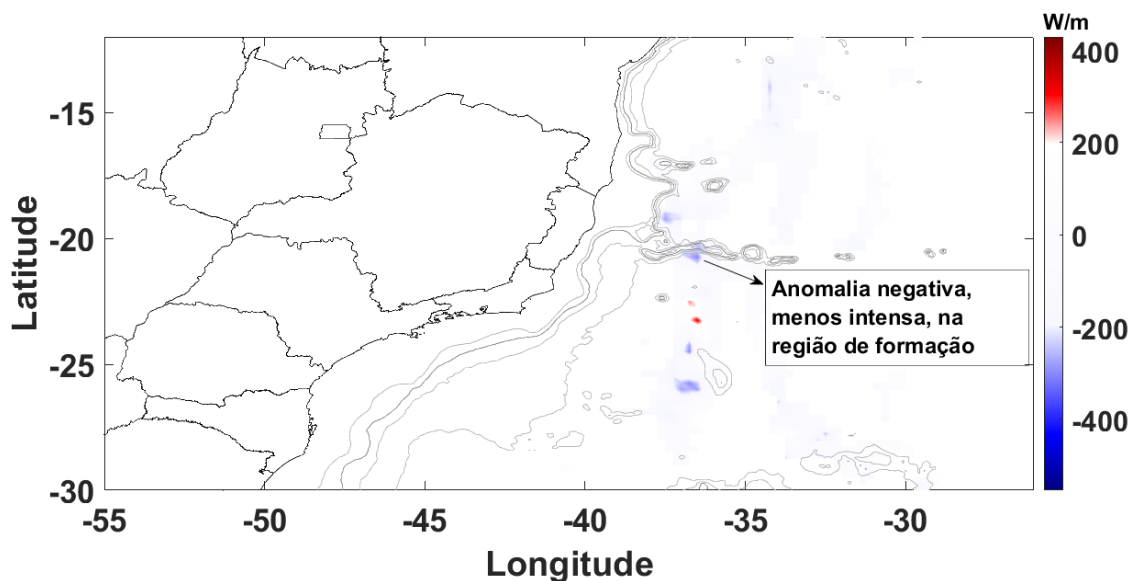


Figura 26: Diferença entre o campo de fluxos resultantes da análise do conjunto de dados dos anos de 2011 a 2018 menos o resultado de fluxo estimado usando os dados 2014 a 2018. As diferenças de fluxos inferiores a 0,2 kW/m foram colocadas na cor branca para melhor evidenciar os pontos de maior variabilidade.

O resultado apresentado nas figuras acima (Figura 23, Figura 24, Figura 25 e Figura 26) pode ser também analisado em termos de porcentagem da variabilidade entre os grupos de anos, normalizando-se pelo valor médio de fluxo

na região do feixe principal na região do retângulo vermelho da figura para o total de anos (1307 W/m), apresentado na Tabela 4.

Ao utilizar esse critério, os valores de máximos de variabilidade (400 W/m) atingidos expressam que a variabilidade em torno do valor médio atingiu, aproximadamente, 30% em pontos específicos da região do feixe principal de propagação.

3.3 ESTIMATIVA DE CONVERSÃO TOTAL DA CVT

As variáveis de salinidade, temperatura e componentes horizontais da velocidade do modelo numérico foram utilizadas para se obter uma estimativa de conversão de energia da maré barotrópica para baroclinica, em cada ponto de grade do domínio selecionado (21,5°S a 19°S e 39°O a 30°O, Figura 27 e Figura 28) para realizar as estimativas de conversão de energia.

O resultado apresentado na Figura 27 refere-se ao período entre 15 de abril e 15 maio (representando o outono), e a Figura 28 ao período de 15 de setembro a 15 de outubro (representando o inverno e início da primavera). Na Figura 27, verifica-se que as principais regiões de conversão se concentram em profundidades inferiores a 1000 m e os máximos valores encontrados estão próximos aos montes de Vitória, Montague, Jaseur e Davis. Os máximos valores pontuais de conversão foram observados entre as profundidades de 200 e 1000 m, onde atingem intensidades máximas de 2 W/m².

Para se estimar a conversão total associada a CVT, utilizaram-se os critérios de profundidade e contorno morfológico da cadeia. Foram contabilizadas no somatório desde a menor profundidade dos montes submarinos da CVT (~50m) até os 2000m. A área resultante para qual o valor total de conversão foi estimado, foi de 35081 Km².

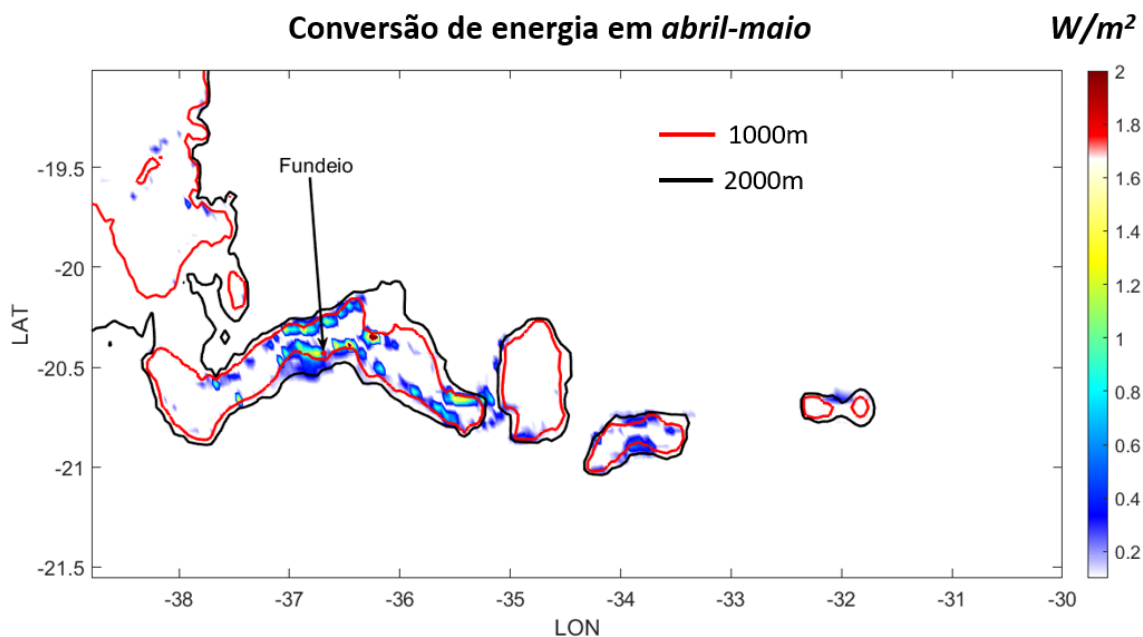


Figura 27: Conversão estimada para o outono (15 de abril a 15 de maio) para a região no entorno da CVT. Na escala de cor (em W/m^2), regiões com valores de conversão inferiores a $0,1 W/m^2$ foram branqueadas, buscando evidenciar, apenas, as regiões com valores superiores. As isóbatas vermelha e preta representam, respectivamente, 1000 m e 2000 m de profundidade.

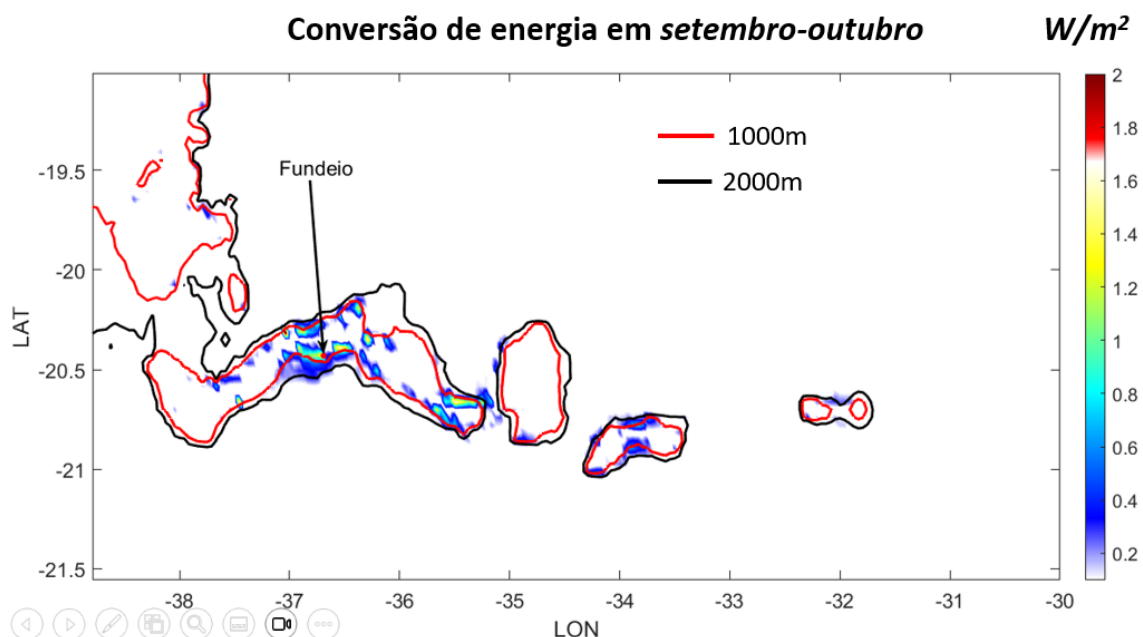


Figura 28: Conversão estimada para o inverno e início da primavera (15 de setembro a 15 de outubro) para a região no entorno da CVT. Na escala de cor (em W/m^2), regiões com valores de conversão inferiores a $0,1 W/m^2$ foram branqueadas, buscando evidenciar, apenas, as regiões com valores superiores. As isóbatas vermelha e preta representam, respectivamente, 1000 m e 2000 m de profundidade.

A conversão média, dada pelo somatório da conversão em cada ponto de grade do modelo, dividida pelo somatório relativo de área contabilizada, foi de

0,073 W/m² para o outono e de 0,061 W/m² para o inverno. Já os valores de conversão total estimados para toda a CVT foram de 2,58 GW e 2,14 GW para os mesmos respectivos períodos.

Os resultados encontrados também demonstraram que, no período associado ao outono, a contribuição para a conversão de energia da faixa de profundidades entre 50 e 1000m foi superior em relação ao período do inverno (Outono – ~1,88 GW e Inverno – ~1,49 GW), enquanto para a faixa de 1000m a 2000m a contribuição foi similar entre os dois períodos (~0,69 GW no outono e ~0,65 GW no inverno).

De acordo com os valores obtidos (sumarizados na Tabela 5), a conversão (total e média) foi significativamente superior durante o outono (~20%), o que difere do observado com base nos dados pontuais do fundeio (valores obtidos pelo fundeio rerepresentados na Tabela 5). Diante disso, buscou-se verificar o valor de conversão estimado com os resultados do modelo numérico no ponto de grade mais próximo do ponto do fundeio. De fato, nesse ponto, o valor de conversão no inverno foi superior (0,91 W/m²) ao valor estimado para o outono (0,52 W/m²). Esses valores estão na mesma escala do estimado para os mesmos meses a partir dos dados dos fundeios (Figura 21). Essa variabilidade denota, então, uma característica local da região do fundeio e não de toda região da CVT.

Tabela 5: Sumário de resultados da análise de conversão de energia de maré barotrópica para baroclínica semidiurna realizada na CVT nos períodos de abril-maio e setembro-outubro.

CONJUNTO DE DADOS	Conversão Total [GW]	Conversão média [W/m²]	Conversão no ponto do fundeio (modelo)[W/m²]	Conversão média (fundeio) [W/m²]
Abril-Maio	2,58	0.073	0,52	0,3
Setembro-Outubro	2,14	0,061	0,91	1,2

ZILBERMAN et al. (2009), ao analisar a geração de maré interna associada a componente M_2 na cordilheira mesoatlântica, por meio de modelagem numérica, estimou que, na área analisada (entre 32,58 e 34,28 S, 13,68 e 15,68 O), o valor total de conversão total variou entre 0,33 e 0,54 GW,

dependendo do modelo numérico usado e resolução de grade batimétrica do experimento. Estes valores são significativamente inferiores aos aqui apresentados, contudo, a região analisada por ZILBERMAN et al. (2009) era 6 vezes menor do que a região considerada na estimativa aqui apresentada para a CVT. A metodologia e a área de integração são parâmetros que devem ser levados em consideração para comparar a conversão total realizadas por diferentes áreas ao redor do globo.

Os valores de conversão aqui estimados para a CVT são de fato representativos em termos globais, apesar de significativamente inferior aos ~15GW realizados pelo Estreito de Luzon e pela Cordilheira Havaiana, conforme mencionado anteriormente. Estas duas feições, contudo, correspondem ao limiar conhecido em termos de máximos de geração de MI ao redor do globo.

NAGAI e HIBIYA (2015) apresentaram as estimativas de conversão (baseado em resultados de modelagem numérica) para diferentes feições dentro do arquipélago Indonésio, onde os valores variaram entre 1.1 GW no Estreito de Alor e 14 GW no Mar de Seram, passando por 3 GW no Estreito de Sape e 4.1 GW no estreito de Bangai. Na região do Ártico, estimativas de conversão, baseadas em modelo numérico, de 5 GW foram apresentadas por Simmons et al. (2004) e Müller (2013). No platô de Yermak, localizado a noroeste de Svalbard no Estreito de Fram, esses valores são mais tímidos (apesar da área de considerada na integração ser inferior), alcançado o patamar de 1 GW (FER et al., 2015). De forma semelhante, na plataforma noroeste australiana, juntando a conversão realizada na plataforma interna e externa, o valor global de 1.1 GW associado a componente semidiurna M2 foi estimada (RAYSON et al., 2011).

4 SUMÁRIO E CONCLUSÕES

Usando dados de correntes e termohalinos coletados com alta discretização vertical a partir de uma linha de fundeio instrumentada e também dados de altimetria por satélite e resultados de modelo numérico, esta tese documenta de forma inédita as principais características e a variabilidade em diferentes escalas de tempo das MI semidiurnas na região de entorno da CVT. As duas linhas de fundeio, lançadas no flanco sul do monte submarino Montague, abrangem juntas doze meses (não contínuos) de observações coletadas durante os anos de 2016 e 2018. Elas foram estrategicamente posicionadas dentro de uma região de máximos fluxos de energia de MI semidiurnas, de acordo com análises anteriores (PAIVA et al., 2018), baseadas em altimetria por satélite.

As correntes horizontais, observadas a partir dos fundeios, apresentaram intensidades médias relativamente baixas, com valores inferiores a 10 cm/s. As velocidades instantâneas, no entanto, podem exceder 40 cm/s na parte superior da coluna d'água e estão associadas, principalmente, às oscilações das marés. As marés semidiurnas representam cerca de 92% da energia total local das marés, sendo 87% correspondendo à constituinte M_2 . A maior parte dessa energia, ou cerca de 90%, está associada à MI, que se irradia da CVT para a direção sul-sudeste, e apenas 10% às marés barotrópicas. O deslocamento vertical das isotermas, associadas às MI, chegam a atingir, em alguns momentos, ~100 m no nível da termoclina. As elipses de maré e a análise EOF das velocidades baroclínicas semidiurnas apresentaram uma estrutura vertical dominada pelo primeiro modo estatístico e intensificada na superfície, associada a ondas de maré baroclínicas progressivas no local do fundeio. A profundidade de inversão da velocidade é significativamente menor (~75 m) durante os meses correspondentes ao verão e outono austrais do que nos meses correspondentes ao inverno e primavera austrais (~150 m), o que pode estar relacionado com a reestratificação da parte superior da coluna de água e a formação da termoclina sazonal. Um segundo modo baroclínico está presente em todos os meses, mas é mais pronunciado de janeiro a junho, quando tal reestratificação ocorre.

A conversão de energia das marés barotrópicas para as baroclínicas e os fluxos de energia na banda semidiurna são fortemente modulados pelo ciclo sizígia-quadratura, como esperado para uma região onde MI estão sendo constantemente geradas. Os fluxos são altamente coerentes (acima de 75% para todo o registro), sugerindo, também, que as MI observadas são geradas majoritariamente no local do fundeio. A conversão de energia atinge valores médios de cerca de 0,3 a 1,2 W/m², comparáveis a outros importantes locais de geração de MI em nível global. Os fluxos integrados de energia médios variam de 100 a 260 W/m, com um máximo de ~700 W/m durante todo o registro. Tanto a conversão quanto os fluxos são significativamente maiores de julho a setembro (inverno austral). Embora possa ser prematuro falar em termos de variabilidade sazonal, uma vez que as medições foram feitas em anos diferentes, os dados sugerem, fortemente, que as MI geradas no local do fundeio (e possivelmente ao longo de outros pontos da CVT) são moduladas pelas mudanças da estratificação vertical do oceano superior.

A análise da variabilidade interanual, realizada a partir dos dados altimétricos do *CryoSat-2*, demonstrou que, em determinadas regiões, dentro do feixe principal de propagação das MI, associadas a componente M_2 , existem pontos de variabilidade de intensidade do fluxo de energia (em torno de 30% entre os anos analisados). Na região de formação, por exemplo, a análise entre os conjuntos independentes de quatro anos de dados demonstrou tendência de aumento do fluxo de energia na região de formação de 2011 para 2018, o que potencialmente está relacionado com uma variabilidade do campo de massa na região entre esses períodos, uma vez que não há variação da forçante barotrópica.

A partir da análise de resultados de modelo numérico, o presente estudo também apresentou, de forma inédita, estimativas de conversão de energia da maré barotrópica semidiurna para baroclínica realizada por toda a região da CVT. Os valores encontrados para o outono e para o final do inverno e início da primavera, foram respectivamente de 2,58 GW e 2,14 GW, o que valores expressivos em termos globais (equivalentes aos valores encontrados no arquipélago indonésio em feições similares), apesar de significativamente inferiores em relação aos observados nos maiores locais de conversão do globo.

Também se observou que, durante os meses associados ao outono, uma maior conversão de energia ocorreu em regiões relativamente mais rasas quando comparadas aos meses de inverno, o que, possivelmente, está associado com uma picnoclina relativamente mais rasa nesse período.

As inéditas informações trazidas pelo presente estudo sobre as MI na CVT abrem um precedente para o desenvolvimento de novos trabalhos como continuação desta tese. A ferramenta do modelo numérico, por exemplo, poderia ser mais profundamente explorada, para avaliar em cada ponto de grade, as mesmas informações extraídas para o único ponto do fundeio. Esta abordagem possibilitaria um melhor entendimento da variabilidade da estrutura vertical e dos parâmetros energéticos dessas ondas, com abrangência espacial para melhor identificar relação de causa e efeito, levando em consideração a complexidade geomorfologia da CVT. Um dos aspectos que poderiam ser explorados consiste na identificação e quantificação da variabilidade da estrutura vertical e coerência das MI semidiurnas à medida que se propagam para sul, dentro do feixe de canalização de energia. Uma vez que a reanálise utilizada nesta tese possui disponível 10 anos de resultados, a avaliação da variabilidade sazonal e interanual dos fluxos de MI semidiurnas também são linhas de desenvolvimento que se apresentam como sugestão de continuação à presente tese.

5 REFERÊNCIAS

- ALFORD, M. H. Redistribution of energy available for ocean mixing by long-range propagation of internal waves. *Nature*, v.423, n.6936, pp. 159–162, 2003. <https://doi.org/10.1038/nature01628>
- ALFORD, M. H., MACKINNON, J. A., NASH, J. D., SIMMONS, H., PICKERING, A., KLYMAK, J. M., et al. Energy flux and dissipation in luzon strait: Two tales of two ridges. *Journal of Physical Oceanography*, v. 41, n.11, pp. 2211–2222, 2011. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-11-073.1>
- ALFORD, M. H., Peacock, T., MacKinnon, J. et al. The formation and fate of internal waves in the South China Sea. *Nature* 521, 65–69 (2015). <https://doi.org/10.1038/nature14399>
- ALMEIDA, F. F. M. Ilhas oceânicas brasileiras e suas relações com a tectônica atlântica. *Terra e didática*, v. 2, n. 12A, p. 3-18, 2006.
- ANSONG, J. K., et al. Semidiurnal internal tide energy fluxes and their variability in a Global Ocean Model and moored observations, *J. Geophys. Res. Oceans*, 122, 1882–1900, 2017. Doi:10.1002/2016JC012184
- ARCHIVING. Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic Data - AVISO (<http://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html>)
- ARGO. Argo float data and metadata from Global Data Assembly Centre (ARGO GDAC). SEANOE, <https://doi.org/10.17882/42182>, 2019.
- AVISO. DT CorSSH and DT SLA Product Handbook. AVISO altimetry, 17 pp. 2012. [Available online at http://www.aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/data/tools/hdbk_dt_corssh_dt_sla.pdf.]
- BAINES, P. G., 1995. Topographic Effects in Stratified Flows. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 482 pp.
- BARNETT, T. P., BERNSTEIN, R. L. Horizontal scales of midocean internal tides. *Journal of Geophysical Research*, v. 80, n.15, pp. 1962–1964, 1975. <https://doi.org/10.1029/jc080i015p01962>
- BERNSTEIN, R. L., WHITE, W. B. Time and length scales of baroclinic eddies in the central North Pacific ocean. *Journal of Physical Oceanography*, v. 4, n.4, 613–624, 1974. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1974\)004<0613:talsob>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1974)004<0613:talsob>2.0.co;2)
- BJORNISSESON, H.; VENEGAS, S. A. A manual for EOF and SVD analyses of climate data. CCGCR Report No. 97-1, McGill University, Montréal, Québec, p. 52, 1997.
- BLECK, R. “An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic Cartesian coordinates.” *Ocean Modelling*, v. 37, pp. 55–88, 2002.
- BLECK, R., BENJAMIN, S. Regional Weather Prediction with a Model Combining Terrain following and Isentropic Coordinates. Part I: model description. *Monthly Weather Review*, v. 121, n.6, pp. 1770-1785, 1993.
- BLECK, R., BOUDRA, D. B. Initial Testing of a Numerical Ocean Circulation Model using a Hybrid (Quasi-Isopycnic) Vertical Coordinate, *Journal of Physical Oceanography*, v. 11, n. 6, pp. 755-769, 1981.
- ARBIC B. K., ALAN J. WALLCRAFT, E. JOSEPH METZGER. Concurrent simulation of the eddy general circulation and tides in a global ocean

- model, *Ocean Modelling*, v. 32, n. 3–4, pp. 175–187, 2010. ISSN 1463-5003, <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2010.01.007>.
- CAMARGO, S. S. B. “Geração de mare interna na Cadeia Vitoria-Trindade”, Dissertação de mestrado a ser defendida em marco de 2016 - Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2016.
- CAO, A., GUO, Z., Lv, X., SONG, J., ZHANG, J. Coherent and incoherent features, seasonal behaviors and spatial variations of internal tides in the northern South China Sea. *Journal of Marine Systems*, 172, 75–83, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.03.005>
- CARRERE, L., LEPROVOST, C., LYARD, F. “On the statistical stability of the M_2 barotropic and baroclinic tidal characteristics from along-track TOPEX/Poseidon satellite altimetry analysis”, *Journal of Geophysical Research*, v. 109, n. C03033, pp. 13, 2004.
- CASAGRANDE, G.; STEPHAN, Y; VARNAS, A. C. W.; FOLEGOT, T. A novel empirical orthogonal function (EOF)-based methodology to study the internal wave effects on acoustic propagation. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, v. 36, n. 4, p. 745–749, 2011.
- CHISWELL, S. M. Altimeter and Current Meter Observations of Internal Tides: Do They Agree?. *J. Phys. Oceanogr.*, 36, pp. 1860–1872, 2006. <https://doi.org/10.1175/JPO2944.1>.
- COSTA, V. S., MILL, G. N., GABIOUX, M., Grossmann-Matheson, G. S., Paiva, A. M. The recirculation of the intermediate western boundary current at the Tubarão Bight – Brazil. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 120, pp. 48–60, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2016.12.001>
- CUMMINS, P. F., CHERNIAWSKY, J. Y., FOREMAN, M. G. G. North Pacific internal tides from the aleutian ridge: Altimeter observations and modeling. *Journal of Marine Research*, v. 59, n.2, pp. 167–191, 2001. <https://doi.org/10.1357/002224001762882628>
- De BOYER MONTÉGUT, C., G. MADEC, A. S. FISCHER, A. LAZAR, and D. IUDICONE. Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology, *J. Geophys. Res.*, 109, 2004. C12003. doi:10.1029/2004JC002378
- De Boyer MONTÉGUT, C., J. MIGNOT, A. LAZAR, S. CRAVATTE. Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 1. General description, *J. Geophys. Res.*, 112, 2007. C06011. doi:10.1029/2006JC003953.
- DUSHAW, B. D. Mapping low-mode internal tides near Hawaii using TOPEX/POSEIDON altimeter data. *Geophysical Research Letters*, v. 29, n.8, pp. 91-1–91-4, 2002. <https://doi.org/10.1029/2001gl013944>
- DUSHAW, B. D., HOWE, B. M., CORNUELLE, B. D., WORCESTER, P. F., LUTHER, D. S. Barotropic and baroclinic tides in the central North Pacific ocean determined from long-range reciprocal acoustic transmissions. *Journal of Physical Oceanography*, v. 25, n.4, pp. 631–647, 1995. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025<0631:babtit>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<0631:babtit>2.0.co;2)
- DUSHAW, B. D., WORCESTER, P. F., MUNK, W. H., SPINDEL, R. C., MERCER, J. A., HOWE, B. M., et al. A decade of acoustic thermometry in the North Pacific ocean. *Journal of Geophysical Research*, v. 114, n.C7, 2009. <https://doi.org/10.1029/2008jc005124>

- Eich, M. L., M. A. Merrifield, and M. H. Alford, 2004: Structure and variability of semidiurnal internal tides in Mamala Bay, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 109, C05010, doi:10.1029/2003JC002049
- EGBERT, G. D., RAY, R. D. Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data. *Nature*, v. 405, n.6788, pp. 775–778, 2000. <https://doi.org/10.1038/35015531>
- EGBERT, G. D., RAY, R. D. Estimates of M_2 tidal energy dissipation from TOPEX/Poseidon altimeter data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v.106, n.C10, pp. 22475–22502, 2001. <https://doi.org/10.1029/2000jc000699>
- EGBERT, G. D., EROFEEVA, S. Y. “Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides.” *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v. 19, pp. 183–204, 2002. doi: 10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOBO.2.0.CO;2.
- EGBERT, G. D., BENNETT, A. F.; FOREMAN, M. G. TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 99, n.C12, pp. 24821–24852, 1994.
- EMERY, W. J., R. E. THOMSON. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*, Pergamon, New York, 1997.
- FER, I., Müller, M., and Peterson, A. K.: Tidal forcing, energetics, and mixing near the Yermak Plateau, *Ocean Sci.*, 11, 287–304, <https://doi.org/10.5194/os-11-287-2015>, 2015.
- FERRARI, A. L., RICCOMINI, C. Campo de esforços plioleustocênicos na Ilha da Trindade (Oceano Atlântico Sul, Brasil) e sua relação com a tectônica regional. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 3, 1999.
- GARRETT, C., KUNZE, E. Internal tide generation in the deep ocean. *Annual Review of Fluid Mechanics*, v.39, n.1, pp. 57–87, 2007. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.39.050905.110227>
- GELARO, R., MCCARTY, W., SUÁREZ, M. J., TODLING, R., MOLOD, A., TAKACS, L., ... WARGAN, K. The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*, v. 30, n.14, pp. 5419–5454, 2017.
- GERKEMA, T., VAN HAREN, H. Internal tides and energy fluxes over Great Meteor Seamount, *Ocean Sci.*, v. 3, pp. 441–449, 2007. <https://doi.org/10.5194/os-3-441-2007>.
- GHISOLFI, R. D., PEREIRA da SILVA, M., THOMAZ dos SANTOS, F., SERVINO, R. N., Cirano, M., Thompson, F. L. . Physical forcing mechanisms controlling the variability of chlorophyll-a over the Royal-Charlotte and Abrolhos Banks-Eastern Brazilian shelf. *PLoS One*, v. 10, n.2, 2015. e0117082. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0117082>
- GILL, A. *Atmosphere-ocean dynamics*. New York: Academic Press, 1982.
- GUO, P., FANG, W., LIU, C., QIU, F. Seasonal characteristics of internal tides on the continental shelf in the northern South China sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 117, n.C4, 2012, C04023. <https://doi.org/10.1029/2011jc007215>
- HENNON, T. D., RISER, S. C., ALFORD, M. H. Observations of internal gravity waves by argo floats. *Journal of Physical Oceanography*, v.44, n.9, pp. 2370–2386, 2014. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-13-0222.1>

- HOLLOWAY, P. E. A regional model of the semidiurnal internal tide on the Australian North West shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 106, n.C9, pp. 19625–19638, 2001. <https://doi.org/10.1029/2000jc000675>
- HOLLOWAY, P. E., CHATWIN, P. G., CRAIG, P. Internal tide observations from the Australian North West shelf in summer 1995. *Journal of Physical Oceanography*, v.31, n.5, pp. 1182–1199, 2001. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<1182:itofa>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<1182:itofa>2.0.co;2)
- HOLLOWAY, P. E., CHATWIN, P. G., CRAIG, P. “Internal tide observations from the Australian north west shelf in summer 1995”. *Journal of Physical Oceanography*, v. 31, pp. 1182-1199, 2001.
- JITHIN, A. K., FRANCIS, P. A., UNNIKRISHNAN, A. S., RAMAKRISHNA, S. S. V. S. Modeling of internal tides in the western bay of Bengal: Characteristics and energetics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v.124, n.12, pp. 1–27, 2019. <https://doi.org/10.1029/2019jc015319>
- JOHNSTON, T. M. S., RUDNICK, D. L., KELLY, S. M. Standing internal tides in the tasman sea observed by gliders. *Journal of Physical Oceanography*, v. 45, n.11, pp. 2715–2737, 2015. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-15-0038.1>
- JOHNSTON, T. M. S., RUDNICK, D. L., ALFORD, M. H., PICKERING, A., SIMMONS, H. L.. Internal tidal energy fluxes in the South China Sea from density and velocity measurements by gliders. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v.118, n.8, pp. 3939–3949, 2013. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20311>
- KAIHATU, J. M., R. A. HANDLER, G. O. MARMORINO, L. K. SHAY. Empirical Orthogonal Function Analysis of Ocean Surface Currents Using Complex and Real-Vector Methods. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, pp. 927–941, 1998. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1998\)015<0927:EOFAOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1998)015<0927:EOFAOO>2.0.CO;2).
- KATO, S., LOEB, N. G. RUTAN, D. A. ROSE, F. G. Clouds and the Earth’s Radiant Energy System (CERES) data products for climate research. *J. Meteor. Soc. Japan. Ser. II*, v.93, n.6, pp. 597-612, 2015.
- KELLY, S. M., NASH, J. D. Internal-tide generation and destruction by shoaling internal tides. *Geophysical Research Letters*, v. 37, n.23, 2010, L23611. <https://doi.org/10.1029/2010gl045598>
- KELLY, S. M., JONES, N. L., IVEY, G. N., LOWE, R. J. Internal-tide spectroscopy and prediction in the timor Sea. *Journal of Physical Oceanography*, v. 45, n.1, pp. 64–83, 2015. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-14-0007.1>
- KLYMAK, J. M., M. H. ALFORD, R. PINKEL, R. LIEN, Y. J. YANG, T. TANG. The Breaking and Scattering of the Internal Tide on a Continental Slope. *J. Phys. Oceanogr.*, 41, pp. 926–945, 2021. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4500.1>.
- KUNZE, E., ROSENFELD, L. K., CARTER, G. S., GREGG, M. C. Internal waves in monterey submarine canyon. *Journal of Physical Oceanography*, v. 32, n.6 , pp. 1890–1913, 2002. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<1890:iwimsc>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<1890:iwimsc>2.0.co;2)
- KURAPOV, A. L., ALLEN, J. S., EGBERT, G. D. Combined effects of wind-driven upwelling and internal tide on the continental shelf. *Journal of Physical Oceanography*, v. 40, n.4, pp. 737–756, 2010. <https://doi.org/10.1175/2009jpo4183.1>

- LARGE, W. G.; MCWILLIAMS, J. C.; DONEY, S. C. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, v. 32, n.4, pp. 363-403, 1994.
- LEE, I. H., Y. H. WANG, Y. YANG, D. P WANG. Temporal variability of internal tides in the northeast South China Sea, *J. Geophys. Res.*, 117, 2012. C02013, doi:10.1029/2011JC007518.
- LEGEAIS, J. F., OLLITRAULT, M., ARHAN, M. Lagrangian observations in the intermediate western boundary current of the South Atlantic. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 85, pp. 109-126, 2013.
- LI, B., WEI, Z., WANG, X. et al. Variability of coherent and incoherent features of internal tides in the north South China Sea. *Sci Rep* 10, 12904, 2020. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-68359-7>
- LI, Z., J. v. STORCH, M. MÜLLER. The M2 Internal Tide Simulated by a 1/10° OGCM. *J. Phys. Oceanogr.*, 45, pp. 3119–3135, 2015. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0228.1>
- LIAO, J. X., CHEN, G. M., CHIOU, M. D., JAN, S., WEI, C. L. Internal tides affect benthic community structure in an energetic submarine canyon off SW Taiwan. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 125, pp. 147–160, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.05.014>
- LIMA, J.A.M.; MARTINS, R.P.; TANAJURA, C.A.; PAIVA, A.M.; CAMPOS, E.; SOARES, I.D.; CIRANO, M.; OBINO, R.S. Design and implementation of an oceanographic modeling network with ocean forecasting purposes – REMO, *Brazilian Journal of Geophysics*, 31(2), 209-228, 2013.
- LIU, J., HE, Y., WANG, D., LIU, T., CAI, S. Observed enhanced internal tides in winter near the Luzon Strait. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v.120, n.10, pp. 6637–6652, 2015. <https://doi.org/10.1002/2015jc011131>
- LOCARNINI, R.A., MISHONOV, A.V., ANTONOV, J.I., BOYER, T.P, GARCIA, H.E., BARANOVA, O.K., et al. *World Ocean Atlas 2013*, v. 1: Temperature, S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 73, 40 pp. <https://doi.org/10.7289/V55X26VD>
- MA, B. B., LIEN, R. C., KO, D. S. The variability of internal tides in the Northern South China sea. *Journal of Oceanography*, v.69, n.5, pp. 619–630, 2013. <https://doi.org/10.1007/s10872-013-0198-0>
- MARALDI, C., LYARD, F., TESTUT, L., COLEMAN, R. Energetics of internal tides around the Kerguelen Plateau from modeling and altimetry. *Journal of Geophysical Research*, v. 116, n. C6, 2011. <https://doi.org/10.1029/2010jc006515>
- MIGNOT, J., C. de BOYER MONTÉGUT, A. LAZAR, S. CRAVATTE. Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 2. Tropical areas. *J. Geophys. Res.*, 112, C10010, 2007. doi:10.1029/2006JC003954
- MÜLLER, M.: On the space- and time-dependence of barotropic-to-baroclinic tidal energy conversion, *Ocean Model.*, 72, 242–252, doi:10.1016/j.ocemod.2013.09.007, 2013.
- MITCHUM, G. T., CHISWELL, S. M. Coherence of internal tide modulations along the Hawaiian Ridge, *J. Geophys. Res.*, v. 105, n. C12, pp. 28653–28661, 2000. doi:10.1029/2000JC900140.

- MUNK, W., WUNSCH, C. Abyssal recipes II: Energetics of tidal and wind mixing. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 45, v.12, pp. 1977–2010, 1998. [https://doi.org/10.1016/s0967-0637\(98\)00070-3](https://doi.org/10.1016/s0967-0637(98)00070-3)
- NAGAI, T., HIBIYA T., Internal tides and associated vertical mixing in the Indonesian Archipelago, *J. Geophys. Res. Oceans*, 120, 3373–3390, 2015. doi:10.1002/2014JC010592
- NASH, J. D., ALFORD, M. H., KUNZE, E. Estimating internal wave energy fluxes in the ocean. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v.22, n.10, pp.1551–1570, 2005. <https://doi.org/10.1175/jtech1784.1>
- NASH, J. D., KELLY, S. M., SHROYER, E. L., MOUM, J. N., DUDA, T. F. The unpredictable nature of internal tides on continental shelves. *Journal of Physical Oceanography*, v. 42, n.11, pp. 1981–2000, 2012. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-12-028.1>
- NASH, J.D., E.L. SHROYER, S.M. KELLY, M.E. INALL, T.F. DUDA, M.D. LEVINE, N.L. JONES, R.C. MUSGRAVE. Are any coastal internal tides predictable? *Oceanography* v. 25, n.2, p.80–95, 2012b. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2012.44>.
- NASH, J. D., KUNZE, E., TOOLE, J. M., SCHMITT, R. W. Internal tide reflection and turbulent mixing on the continental slope. *Journal of Physical Oceanography*, v. 34, n.5, pp. 1117–1134, 2004. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2004\)034<1117:itratm>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034<1117:itratm>2.0.co;2)
- NEW, A. L., PINGREE, R. D. Large-amplitude internal soliton packets in the central Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, v.37, n.3, pp. 513–524, 1990. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90022-n](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90022-n).
- NIWA, Y., AND HIBIYA, T. (2001), Numerical study of the spatial distribution of the M2 internal tide in the Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 106(C10), 22441–22449, doi:10.1029/2000JC000770.
- PAIVA, A.M.; GABIOUX, M.; COSTA, V.S.; OLIVEIRA, B.F. Base Hidrodinâmica SSE. Relatório Técnico, Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica – REMO, COPPE/UFRJ, 2012.
- PAIVA, A.M.; GABIOUX, M.; SIQUEIRA, B.P.; BUENO, L.F., BARBERINI, F.D.T. et al. Base Hidrodinâmica Leste Sudeste - BASE-LSE24. Relatório Técnico, Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica – REMO, COPPE/UFRJ, 2019.
- PAIVA, A. M., DAHER, V. B., COSTA, V. S., CAMARGO, S. S. B., MILL, G. N., GABIOUX, M., ALVARENGA, J. B. R. Internal tide generation at the Vitória-Trindade Ridge, South Atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v.123, n.8, pp. 5150–5159, 2018. <https://doi.org/10.1029/2017jc013725>
- PAIVA, A.M., CHASSIGNET, E.P. The impact of surface flux parameterizations on the thermodynamic adjustment of a North Atlantic ocean model, *J. Phys. Oceanogr.*, v.31, n.7, pp.1860–1879, 2001.
- PAWLOWICZ, R., R. BEARDSLEY, S. LENTZ. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE, *Comput. Geosci.*, 28, pp. 929–937, 2002.
- PEREIRA, A. F., CASTRO, B. M. Internal tides in the Southwestern Atlantic off Brazil: Observations and numerical modeling. *Journal of Physical*

- Oceanography*, v. 37, n.6, pp. 1512–1526, 2007. <https://doi.org/10.1175/jpo3075.1>.
- PEREIRA, A. F., BELÉM, A. L., CASTRO, B. M., GEREMIAS, R. Tide-topography interaction along the eastern Brazilian shelf. *Continental Shelf Research*, v. 25, n. 12-13, pp. 1521–1539, 2005. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.04.008>.
- PICKERING, A., ALFORD, M., NASH, J., RAINVILLE, L., BUIJSMAN, M., Ko, D. S., LIM, B. Structure and variability of internal tides in Luzon Strait. *Journal of Physical Oceanography*, v. 45, n. 6, pp. 1574–1594, 2015. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-14-0250.1>.
- PINGREE, R. D., MARDELL, G. T., NEW, A. L. Propagation of internal tides from the upper slopes of the Bay of Biscay. *Nature*, v.321, n.6066, pp. 154–158, 1986. <https://doi.org/10.1038/321154a0>
- RADOK, R., MUNK, W., ISAACS, J. A note on mid-ocean internal tides. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, v. 14, n.1, pp. 121–124, 1967. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(67\)90035-6](https://doi.org/10.1016/0011-7471(67)90035-6).
- RAY, R. D., MITCHUM, G. T. Surface manifestation of internal tides generated near Hawaii. *Geophysical Research Letters*, v. 23, n. 16, pp. 2101–2104, 1996. <https://doi.org/10.1029/96gl02050>.
- RAY, R. D., ZARON, E. D. M₂ internal tides and their observed wavenumber spectra from satellite altimetry. *Journal of Physical Oceanography*, v.46, n.1, pp. 3–22, 2016. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-15-0065.1>
- RAY, R., CARTWRIGHT, D. “Estimates of internal tide energy fluxes from Topex/Poseidon Altimetry: Central North Pacific”, *Geophysical Research Letters*, v. 28, 2001. doi: 10.1029/2000GL012447
- RIO, M. H., MULET, S., GREINER, E., PICOT, N., PASCUAL, A. New global Mean Dynamic Topography from a GOCE geoid model, altimeter measurements and oceanographic in-situ data. OSTST 2013 Meeting, Boulder CO, 2013.
- RIO, M. H., MULET, S., PICOT, N. Beyond goce for the ocean circulation estimate: Synergetic use of altimetry, gravimetry, and in situ data provides new insight into geostrophic and Ekman currents. *Geophysical Research Letters*, v.41, n.24, pp. 8918-8925, 2014.
- SHANG, X., LIU, Q., XIE, X., CHEN, G., CHEN, R. Characteristics and seasonal variability of internal tides in the southern South China sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 98, pp. 43–52, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.12.005>
- SHARPLES, J., TWEDDLE, J. F., MATTIAS GREEN, J. A., PALMER, M. R., Kim, Y. N., HICKMAN, A. E., et al. Spring-neap modulation of internal tide mixing and vertical nitrate fluxes at a shelf edge in summer. *Limnology and Oceanography*, v. 52, n. 5, pp. 1735–1747, 2007. <https://doi.org/10.4319/lo.2007.52.5.1735>
- SHRIVER, J. F., B. K. ARBIC, J. G. RICHMAN, R. D. RAY, E. J. METZGER, A. J. WALLCRAFT, P. G. TIMKO. An evaluation of the barotropic and internal tides in a high-resolution global ocean circulation model. *J. Geophys. Res.*, 117, 2012. C10024, doi:10.1029/2012JC008170.
- SHRIVER, JAY & RICHMAN, JAMES & ARBIC, BRIAN. How stationary are the internal tides in a high-resolution global ocean circulation model?. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014. 119. 10.1002/2013JC009423.

- SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. K., CAMPOS, E. J. D. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 48, n. 2, p. 171–183, 2000.
- SIMMONS, H. L., R. W. HALLBERG, B. K. ARBIC. Internal wave generation in a global baroclinic tide model. *Deep-Sea Res. II*, 51, pp. 3043–3068, 2004a.
- SIMMONS, H. L., S. R. JAYNE, L. C. St. LAURENT, A. J. WEAVER. Tidally driven mixing in a numerical model of the ocean general circulation. *Ocean Modell.*, 6, pp. 245–263, 2004b.
- SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. *Monthly weather review*, v.91, n.3, pp. 99-164, 1963.
- St. LAURENT, L., C. GARRETT. The role of internal tides in mixing the deep ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, pp. 2882–2899, 2002.
- STRAMMA, L., ENGLAND, M. Tide- topography interaction along the eastern Brazilian shelf. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, n. C9, p. 20863–20883, 1999.
- SUANDA, SUTARA FEDDERSEN, F. KUMAR, NIRNIMESH. The Effect of Barotropic and Baroclinic Tides on Coastal Stratification and Mixing. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122, 2017. 10.1002/2017JC013379.
- SUBEESH, M. P., UNNIKRIISHNAN, A. S. Observed internal tides and near-inertial waves on the continental shelf and slope off Jaigarh, central west coast of India. *Journal of Marine Systems*, 157, pp. 1–19, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.12.005>
- VAN CASPEL, M. R., MATA, M. M., CIRANO, M. Sobre a relação TS na porção central do Atlântico Sudoeste: Uma contribuição para o estudo da variabilidade oceânica no entorno da cadeia Vitória-Trindade. *Atlântica*, v.32, n.1, pp. 95–110, 2010. <https://doi.org/10.5088/atl.2010.32.1.95>
- VIC, C., A. C. NAVEIRA GARABATO, J. A. M. GREEN, C. SPINGYS, A. FORRYAN, Z. ZHAO, J. SHARPLES. The Lifecycle of Semidiurnal Internal Tides over the Northern Mid-Atlantic Ridge. *J. Phys. Oceanogr.*, 48, pp. 61–80, 2018. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0121.1>.
- VLASSENKO, V., STASHCHUK, N., GUO, C., CHEN, X. Multimodal structure of baroclinic tides in the South China Sea, *Nonlin. Processes Geophys.*, 17, pp. 529–543, 2010. <https://doi.org/10.5194/npg-17-529-2010>.
- WATERHOUSE, A. F., MACKINNON, J. A., NASH, J. D., ALFORD, M. H., KUNZE, E., SIMMONS, H. L., et al. . Global patterns of diapycnal mixing from measurements of the turbulent dissipation rate. *Journal of Physical Oceanography*, v.44, n.7, pp. 1854–1872, 2014. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-13-0104.1>
- WUNSCH, C. Internal tides in the ocean. *Reviews of Geophysics*, v.13, n.1, pp.167–182, 1975. <https://doi.org/10.1029/rg013i001p00167>
- WUNSCH, C. Baroclinic motions and energetics as measured by altimeters. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v.30, n.1, pp. 140–150, 2013. <https://doi.org/10.1175/jtech-d-12-00035.1>
- WUNSCH, C., FERRARI, R. Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 36, pp. 281–314, 2004. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.36.050802.122121>

- XU, Z. H., B. S. YIN, Y. J. HOU, Y. S. XU. Variability of internal tides and near-inertial waves on the continental slope of the north-western South China Sea, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, pp. 197–211, doi:10.1029/2012JC008212
- YADIDYA, B., RAO, A.D. Interannual variability of internal tides in the Andaman Sea: an effect of Indian Ocean Dipole. *Sci Rep* 12, pp. 11104, 2022. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-15301-8>
- ZHAO, Z. Internal tide oceanic tomography. *Geophysical Research Letters*, v. 43, n. 17, pp. 9157–9164, 2016a. <https://doi.org/10.1002/2016gl070567>
- ZHAO, Z. Using CryoSat-2 altimeter data to evaluate M_2 internal tides observed from multisatellite altimetry. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v.121, n.7, pp. 5164–5180, 2016b. <https://doi.org/10.1002/2016jc011805>
- ZHAO, Z., ALFORD, M. H. New altimetric estimates of mode-1 M_2 internal tides in the central North Pacific ocean. *Journal of Physical Oceanography*, v. 39, n.7, pp. 1669–1684, 2009. <https://doi.org/10.1175/2009jpo3922.1>
- ZHAO, Z. Internal tide radiation from the Luzon Strait. *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, pp. 5434–5448, 2014. doi:10.1002/2014JC010014.
- ZHAO, Z., ALFORD, M. H., GIRTON, J. B., RAINVILLE, L., SIMMONS, H. L. Global observations of open-ocean mode-1 M_2 internal tides. *Journal of Physical Oceanography*, v.46, n.6, pp. 1657–1684, 2016. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-15-0105.1>
- ZHAO, Z., ALFORD, M. H., GIRTON, J., JOHNSTON, T. M. S., CARTER, G. Internal tides around the Hawaiian Ridge estimated from multisatellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, v.116, n.C12, 2011. <https://doi.org/10.1029/2011jc007045>
- ZHAO, Z., ALFORD, M. H., MACKINNON, J. A., PINKEL, R. Long-range propagation of the semidiurnal internal tide from the Hawaiian ridge. *Journal of Physical Oceanography*, v.40, n.4, pp. 713–736, 2010. <https://doi.org/10.1175/2009jpo4207.1>
- ZHAO, Z., M.H. ALFORD, J.B. GIRTON. Mapping low-mode internal tides from multisatellite altimetry. *Oceanography* v.25, n.2, pp. 42–51, 2012. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2012.40>.
- ZHANG TIANYI, ALEXANDER E. YANKOVSKY, ALBERTO R. PIOLA, DANIEL VALLA. Observations of semidiurnal internal tides on the Patagonian Shelf. *Continental Shelf Research*, v.167, pp. 46-54, 2018. ISSN 0278-4343, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.08.004>.
- ZILBERMAN, N. V., BECKER, J. M., MERRIFIELD, M. A., et al. “Model Estimates of M_2 Internal Tide Generation over Mid-Atlantic Ridge Topography”. *Journal of Physical Oceanography*, v. 39, pp. 2635– 2651, 2009.
- ZILBERMAN, N. V., M. A. MERRIFIELD, G. S. CARTER, D. S. LUTHER, M. D. LEVINE, and T. J. BOYD. Incoherent Nature of M_2 Internal Tides at the Hawaiian Ridge. *J. Phys. Oceanogr.*, 41, pp. 2021–2036, 2011. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-10-05009.1>
- ZWENG, M.M, REAGAN, J.R., ANTONOV, J.I, LOCARNINI, R.A., MISHONOV, A.V. BOYER, et al. World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity, S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 74, 2013, 39 pp. <https://doi.org/10.7289/V5251G4D>

ANEXO A: Caracterização da circulação na região na região da Cadeia Vitória-Trindade

A CVT representa a porção emersa mais a leste do território brasileiro e corresponde a uma cadeia de montes submarinos (Monte Submarino Vitória, Monte Congress, Monte Montague, Banco Jaseur, Banco Davis, Banco Columbia, Banco Dogaressa, Monte submarino Columbia, Ilha de Trindade e arquipélago de Martin Vaz), alinhados na latitude aproximada de 20,5°S (Figura 1), caracterizada por uma complexa batimetria. Os montes da CVT têm origem vulcânica e seus topos, aplainados pela erosão marinha, encontram-se entre 25 m e 60 m da superfície (FERRARI & RICCOMINI, 1999; ALMEIDA, 2006).

Essa feição, com características geomorfológicas singulares, funciona como uma barreira física para a dinâmica oceânica da região, dominada por um sistema de correntes de contorno oeste e pelo fluxo para oeste da Corrente Sul Equatorial, o que contribui para a formação de diversos processos oceanográficos com implicações biológicas, como mistura vertical e ressurgências. Mais detalhadamente, as principais correntes oceânicas na região correspondem à Corrente Sul Equatorial, associada ao limite superior do giro subtropical oceânico no Atlântico Sul, o sistema de correntes de contorno oeste CB-CCI, nos primeiros 1500m da coluna de água, por sua vez formado pela Corrente do Brasil (CB), escoando para sul e a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) escoando para norte.

A Corrente Sul Equatorial se bifurca em níveis piconclínicos, isto é, no nível da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), nas proximidades da cadeia. Parte desse fluxo central incorpora-se ao fluxo da CB, que se forma ao norte da CVT, em, aproximadamente, 15°S, e flui bordejando a margem continental brasileira como uma corrente rasa (aproximadamente 100 m), transportando uma massa d'água denominada Água Tropical (AT). Na região da cadeia, a CB apresenta ramificações, resultado do obstáculo imposto pelos montes submarinos, e se aprofunda carregando AT e ACAS para sul (STRAMMA E ENGLAND, 1999; SILVEIRA et al., 2000). Observa-se padrão similar de

ramificação da corrente na CCI, em relação ao escoamento para norte (LEGEAIS et al., 2013). Em regiões profundas, grande parte da CCI contorna a cadeia e se reorganiza ao sul desta (STRAMMA e ENGLAND, 1999).

Ao complexo padrão de circulação de larga escala na região da CVT, soma-se o efeito da maré interna, a qual pode ter um impacto significativo na produtividade primária ao contribuir para a ascensão da ACAS (massa d'água rica em nutrientes) para superfície. A maré interna originada da interação da maré barotrópica com as ilhas e montes da cadeia pode promover a ascensão de águas de subsuperfície à zona fótica e processos de mistura vertical, intensificando a produtividade primária e a fixação de carbono inorgânico (fixação biológica por organismos calcários) na região. O efeito da maré interna tem sido descrito na literatura como um fator que favorece a ressurgência de águas da termoclina, resultando em altas concentrações de nutrientes nas águas superficiais.

ANEXO B: Discretização vertical em camadas σ_2 adotada na simulação LSE24.

Camadas	σ_2	Massas de água	Índices termohalinos
1	27,10	Níveis	
2	28,10	Níveis	
3	28,90	Níveis	
4	29,70	Níveis	
5	30,50	Níveis	
6	30,95	Níveis	
7	31,50	Níveis / AT	
8	32,05	Níveis / AT	
9	32,60	AT	T > 20°C S > 36,0
10	33,15	AT	
11	33,70	AT	
12	34,25	AT / ACAS	6°C < T < 20°C 34,6 < S < 36,0
13	34,75	ACAS	
14	35,15	ACAS	
15	35,50	ACAS	
16	35,80	ACAS / AIA	3°C < T < 6°C 34,2 < S < 34,6
17	36,04	ACAS / AIA	
18	36,20	AIA	
19	36,38	AIA	
20	36,52	AIA	3°C < T < 4°C 34,6 < S < 35,0
21	36,62	AIA / APAN	
22	36,70	AIA / APAN	
23	36,77	APAN	
24	36,83	APAN	
25	36,89	APAN	
26	36,97	APAN	
27	37,02	APAN	
28	37,06	APAN / AFA	
29	37,10	APAN / AFA	-0,9°C < T < 1,7°C 34,64 < S < 34,72
30	37,17	AFA	
31	37,30	AFA	
32	37,42	Sem massa no domínio LSE24	

ANEXO C: Profundidade estimadas de posição dos sensores de temperatura, instalados a cada 10 m ao longo da linha de fundeio.

	Profundidade (m)	
	2016	2018
1	---	35
2	---	45
3	---	55
4	63	65
5	Perdido	75
6	Perdido	85
7	93	95
8	103	105
9	113	115
10	123	125
11	133	135
12	143	145
13	153	155
14	163	165
15	173	175
16	183	185
17	193	195
18	203	205
19	213	215
20	223	225
21	233	235
22	243	245
23	253	---
24	273	---