

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO TECNOLÓGICO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

LEONARDO CARVALHO DE JESUS

**ESTUDO DA MARÉ BAROTRÓPICA E DA GERAÇÃO DE
MARÉ BAROCLÍNICA PARA A REGIÃO COSTEIRA E
OCEÂNICA AO LARGO DA COSTA DO ESPÍRITO SANTO**

VITÓRIA – ES,
2014

LEONARDO CARVALHO DE JESUS

**ESTUDO DA MARÉ BAROTRÓPICA E DA GERAÇÃO DE
MARÉ BAROCLÍNICA PARA A REGIÃO COSTEIRA E
OCEÂNICA AO LARGO DA COSTA DO ESPÍRITO SANTO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo, como pré-requisito para obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana.

VITÓRIA – ES,
2014

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)
(Biblioteca Central da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

J58e Jesus, Leonardo Carvalho de, 1989-
Estudo da maré barotrópica e da geração de maré baroclínica
para a região costeira e oceânica ao largo da costa do Espírito
Santo / Leonardo Carvalho de Jesus. – 2014.
82 f. : il.

Orientador: Julio Tomás Aquije Chacaltana.
Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) –
Universidade Federal do Espírito Santo, Centro Tecnológico.

1. Energia das marés. 2. Maré barotrópica. 3. Maré baroclínica.
4. Simulação numérica. 5. Delft3D. 6. Cadeia Vitória-Trindade. I.
Chacaltana, Julio Tomás Aquije. II. Universidade Federal do
Espírito Santo. Centro Tecnológico. III. Título.

CDU: 628

LEONARDO CARVALHO DE JESUS

**ESTUDO DA MARÉ BAROTRÓPICA E DA GERAÇÃO DE MARÉ
BAROCLÍNICA PARA A REGIÃO COSTEIRA E OCEÂNICA AO
LARGO DA COSTA DO ESPÍRITO SANTO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, do Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para a obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Ambiental.

Área de Concentração: Recursos Hídricos.

Aprovada em _____ de _____ de _____

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana
Universidade Federal do Espírito Santo
Orientador

Prof. Dr. José Antônio Tosta dos Reis
Universidade Federal do Espírito Santo
Examinador Interno

Prof. Dr. Joseph Harari
Universidade de São Paulo
Examinador Externo

AGRADECIMENTOS

Gostaria aqui de agradecer aos que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho. Primeiramente a minha família pelo apoio e suporte.

Ao prof. Dr. Julio Tomás Quije Chacaltana pela amizade, orientação e conselhos essenciais tanto na elaboração da pesquisa quanto no desenvolvimento acadêmico e pessoal.

Aos amigos do LABESUL, em especial a Fabio, Gregório, Fran, Kaio, Fernando (por também dividir a tarefa de implementar os modelos numéricos), Karina, Thaís, Larissa, André e aos demais integrantes que estiveram ou estão no laboratório. Aos amigos de curso Felipe Mantuan, Felipe Thomaz, Ricardo e Barbara pela amizade.

Ao prof. Dr. Joseph Harari e ao prof. Dr. José Antônio Tosta dos Reis pela revisão e avaliação deste trabalho.

Agradeço aos demais não citados que de alguma forma contribuíram na realização deste trabalho.

.

RESUMO

A maré é um dos principais processos físicos que provocam mistura no oceano e também pela variância de uma grande quantidade de variáveis oceanográficas, como salinidade, temperatura, clorofila, velocidades, etc. A previsão de mapas acurados de correntes e elevações e do comportamento energético da maré é indispensável para muitas aplicações práticas e científicas como transporte marítimo, dispersão de poluentes, operações náuticas, a determinação da circulação termohalina e a mistura no oceano entre outros. A maré astronômica barotrópica e baroclínica é estudada neste trabalho. O modelo numérico Delft3D, baseado nas equações de conservação, é utilizado para reconstruir as elevações e velocidades geradas pela maré para a região na região da cadeia Vitória-Trindade, ao largo da costa do Espírito Santo. Os resultados numéricos foram comparados a dados pré-existentes para estações de maré e boia fundeada. As séries temporais de velocidades e elevação foram transformadas para o espectro da frequência através de análise harmônica de Fourier e as equações de conservação de energia foram solucionadas para estimar as taxas de conversão de energia, do fluxo de energia baroclínico e barotrópico e dissipação. Os resultados mostram que as maiores elipses de maré estão localizadas na região do Banco de Abrolhos e Cadeia Vitória-Trindade e que as componentes harmônicas da maré possuem propagação essencialmente progressiva. Na Cadeia Vitória-Trindade foram encontrados as maiores taxas de conversão e dissipação de energia e também de focalização de energia. O modelo se mostrou satisfatório para a simulação das elevações e fases da maré astronômica e das flutuações de massa específica. Os montes submarinos que formam a Cadeia Vitória-Trindade são uma importante feição geomorfológica responsável pela maior parte das transformações de energia da maré.

Palavras-Chave: Maré Barotrópica e Baroclínica, Simulação Numérica, Energia da Maré, Cadeia Vitória-Trindade.

ABSTRACT

Tide is one of the major physical processes for the ocean mixing and a large fraction of the variance in the oceanographic variables, as temperature, salinity, chlorophyll, velocities, etc. Accurate tidal elevations, currents and the energetic behavior are indispensable for many practical and scientific applications such as shipping, pollution dispersal, determination of the ocean termohaline circulation and mixing, among others. The baroclinic and barotropic astronomical tide was studied in this work. The mass and momentum equations based Delft3D numerical model was employed to hindcast the astronomical tidal velocities and elevations to the region off the state of the Espírito Santo with the submarine mounts of the Vitória-Trindade chain within. The results were compared with pre-existing data from tidal Estações and moored buoy in the study site. The elevation and current time series were transformed to the frequency spectrum through Fourier harmonic analysis and the energy equations was solved to estimate the energy conversion rates, barotropic and baroclinic flux and dissipation. The numerical results show that the major tidal ellipses are located at the Abrolhos bank and the Vitória-Trindade chain and the tidal harmonics are essentially progressive in the study site. The major rates of tidal energy conversion, dissipation and focusing were located at the Vitória-Trindade chain. The numerical model successfully reproduced the tidal phase and elevations, as well as the density fluctuations. The submarine mounts of the Vitória-Trindade chain are a key geomorphologic feature in the tidal energy transformations.

Key-words: Barotropic and Baroclinic Tide, Numerical Simulation, Tidal Energy, Vitória-Trindade Chain.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Esquema mostrando os processos físicos que ocorrem com a maré: Entrada Barotrópica (Entrada BT), Conversão, Dissipação Barotrópica (Dissipação BT), Dissipação Baroclínica (Dissipação BC), Radiação Baroclínica (Radiação BC) e efeito cascata. Adaptado de Kang (2010).	26
Figura 2 - Localização geográfica e batimetria da área de estudo. Em destaque algumas das principais feições geomorfológicas presentes na região, como o Banco de Abrolhos (BAb), Banco Submarino de Besnard (BSB), Monte Submarino de Vitória (MSV), Monte Submarino de Jaseur (MSJ), Banco de Davis (BD) e o Monte Submarino de Columbia (MSC).	36
Figura 3 - Exemplo de grade tipo Arackawa-C, mostrando a localização em que são calculadas as velocidades e as variáveis escalares.	42
Figura 4- Disposição geográfica das grades utilizadas para o cálculo dos efeitos da maré astronômica barotrópica e baroclínica, superposta à batimetria fornecida pelo GEBCO. A grade mais exterior (L1, em azul) e a grade aninhada (L2, em vermelho), escala da batimetria igual ao da Figura 2.	43
Figura 5 - Perfis de temperatura (a), salinidade (b) e frequência de Brunt-Väisälä utilizados como condição inicial para o experimento considerando os efeitos baroclínicos e barotrópicos da maré.	46
Figura 6 - Perfis verticais de temperatura comparando os dados do projeto PIRATA (em vermelho) e os resultados do modelo numérico (em azul) para os dias 11 (a), 14 (b), 17 (c) e 20 (d) de dezembro de 2012.	53
Figura 7 - Série temporal de salinidade comparando os resultados do modelo numérico (em azul) e os dados do projeto PIRATA (em vermelho), para as profundidades de 10 m (a), 60 m (b) e 120 m (c) para o ano de 2012.	54
Figura 8 - Série temporal de temperatura comparando os resultados do modelo numérico (em azul) e os dados do projeto PIRATA (em vermelho), para as profundidades de 10 m (a), 100 m (b) e 500 m (c) para o ano de 2012.	55
Figura 9 - Mapa de co-fase (cor), em °GMT e co-amplitudes (linhas sólidas), em <i>cm</i> para as componentes harmônicas semi-diurnas M2 (a) e S2 (b).	56
Figura 10 - Elipses de maré para as componentes harmônicas M2 (a) e S2 (b) em <i>cm/s</i> . Elipses em cor cinza giram no sentido anti-horário e em cor preta no sentido horário.	58

Figura 11 - Semi-eixo maior (a) em cm/s , semi-eixo menor (b) em cm/s , fase (c) em $^{\circ}GMT$ e inclinação (d) em $^{\circ}$ da componente harmônica M2, para uma seção vertical localizada na latitude de $\sim 21^{\circ} S$	59
Figura 12 - Semi-eixo maior (a) em cm/s , semi-eixo menor (b) em cm/s , fase (c) em $^{\circ}GMT$ e inclinação (d) em $^{\circ}$ da componente harmônica S2, para uma seção vertical localizada na latitude de $\sim 21^{\circ} S$	62
Figura 13 - Mapa de co-fase (cor), em $^{\circ}GMT$ e co-amplitudes (linhas sólidas), em cm para as componentes harmônicas diurnas O1 (a) e K1 (b).....	63
Figura 14 - Elipses de maré para as componentes harmônicas O1 (a) e K1 (b) em cm/s . Elipses cinza giram no sentido anti-horário e as em cor preta no sentido horário.....	64
Figura 15 - Semi-eixo maior (a) em cm/s , semi-eixo menor (b) em cm/s , fase (c) em $^{\circ}GMT$ e inclinação (d) em $^{\circ}$ da componente harmônica O1, para uma seção vertical localizada na latitude de $\sim 21^{\circ} S$	65
Figura 16 - Semi-eixo maior (a) em cm/s , semi-eixo menor (b) em cm/s , fase (c) em $^{\circ}GMT$ e inclinação (d) em $^{\circ}$ da componente harmônica O1, para uma seção vertical localizada na latitude de $\sim 21^{\circ} S$	67
Figura 17 - Média temporal da taxa de conversão de energia barotrópica para baroclínica integrada na vertical para a região de estudo. Unidade em W/m^2	68
Figura 18 - Energia barotrópica potencial (a), cinética (b) e total (c) integrada no tempo e espaço segundo Longuet-Higgins (1968). Unidades em kJ/m^2	69
Figura 19 - Média temporal para seis períodos da maré semi-diurna M2 do fluxo de energia baroclínica integrado na vertical, $\overline{\mathbf{F}}'$. O campo de cores abaixo representa a magnitude do fluxo de energia. Unidades em kW/m	71
Figura 20 - Média temporal da dissipação baroclínica integrada na vertical, $\langle \nabla_H \cdot \overline{\mathbf{F}} - \overline{C} \rangle$. São mostrados os valores em escala de $\log_{10}$ e unidades de W/m^2	72

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Estações de maré localizadas na região de estudo em que são disponibilizados pela FEMAR (2000) a manitudes das fases e amplitudes dos principais harmônicos de maré.49

Tabela 2 – Comparação entre os harmônicos fornecidos pela FEMAR (2000) e os harmônicos calculados a partir dos resultados do modelo numérico para as estações localizadas na área de estudo.50

Tabela 3 – Harmônicos de maré relativos aos dados fornecidos pela FEMAR (2000), calculados a partir dos dados medidos em campo (Samarco) e os resultados do modelo numérico para a estação da Ponta do Ubu.52

Tabela 4 - Valores integrados ao sobre todo o domínio simulado das médias temporais dos principais processos físicos entre a maré barotrópica e baroclínica integrados na vertical. Neste caso ΔA corresponde à área de cada elemento da malha computacional (e).72

LISTA DE SÍMBOLOS

$C_{d,B}$ – coeficiente de arrasto de fundo []

$C_{d,T}$ – coeficiente de arrasto superficial []

D' – dissipação de fundo causada pelas velocidades baroclínicas por unidade de área
[$W\ m^{-2}$]

D_0 – dissipação de fundo causada devido às velocidades barotrópicas por unidade de área
[$W\ m^{-2}$]

E' – energia cinética baroclínica por unidade de volume [$J\ m^{-3}$]

E_0 – energia cinética barotrópica por unidade de volume [$J\ m^{-3}$]

E_T – energia cinética total por unidade de área [$J\ m^{-2}$]

E_k – energia cinética total por unidade de volume [$J\ m^{-3}$]

E'_k – densidade de energia cinética baroclínica [$J\ m^{-3}$]

E_{k0} – densidade de energia barotrópica horizontal [$J\ m^{-3}$]

E'_{k0} – termo cruzado de energia cinética por unidade de volume [$J\ m^{-3}$]

E'_p – energia potencial disponível por unidade de volume [$J\ m^{-3}$]

E_{p0} – energia potencial barotrópica devido à elevação da superfície por unidade de área
[$J\ m^{-2}$]

F_u, F_v – componentes horizontais das forças externas por unidade de área nas direções
 x e y , respectivamente. [$kg\ m^{-1}\ s^{-2}$]

N^2 – frequência de flutuação ou frequência de Brunt-Väisälä [s^{-1}]

U_H, V_H – componentes horizontais do vetor velocidade barotrópica [$m\ s^{-1}$]

U_n – velocidade normal ao contorno da malha numérica [$m\ s^{-1}$]

p' – pressão baroclínica [$kg\ m^{-1}\ s^{-2}$]

p_0 – pressão de referência [$kg\ m^{-1}\ s^{-2}$]

p_h – pressão hidrostática [$kg\ m^{-1}\ s^{-2}$]

p_b – pressão de *background* [$kg\ m^{-1}\ s^{-2}$]

p_s – pressão atmosférica [$kg\ m^{-1}\ s^{-2}$]

q_{in} – fonte de massa (captação) por unidade de volume [s^{-1}]

q_{out} – sumidouro de massa (descarga) por unidade de volume [s^{-1}]

$\mathbf{F}'$ – vetor fluxo de energia baroclínica [$W\ m^{-1}$]

$\mathbf{U}_H$ – vetor velocidade barotrópica integrado na vertical [$m\ s^{-1}$]

$\mathbf{u}_{10}^w$ – vetor velocidade do vento medido a 10m de altura [$m\ s^{-1}$]

$\mathbf{u}_H$ – vetor velocidade horizontal nas direções x e y [$m\ s^{-1}$]

κ_H – difusividade mássica horizontal [$m^2\ s^{-1}$]

κ_V – difusividade mássica vertical [$m^2\ s^{-1}$]

ν_H – viscosidade turbulenta horizontal [$m^2\ s^{-1}$]

ν_V – viscosidade turbulenta vertical [$m^2\ s^{-1}$]

ρ_0 – massa específica de referência do fluido [$kg\ m^{-3}$]

ρ_{air} – massa específica do ar [$kg\ m^{-3}$]

ρ_b – massa específica de *background* [$kg\ m^{-3}$]

τ^w – tensão do vento na superfície do oceano [$kg\ m^{-1}\ s^{-2}$]

τ_x^s – tensão de superfície na direção x [$kg\ m^{-1}\ s^{-2}$]

τ_y^s – tensão de superfície na direção y [$kg\ m^{-1}\ s^{-2}$]

ϵ' – taxa de dissipação baroclínica total por unidade de área [$W\ m^{-2}$]

ϵ'_k – dissipação devido às velocidades baroclínicas por unidade de área [$W\ m^{-2}$]

ϵ'_p – dissipação baroclínica devido às flutuações de massa específica do fluido por unidade de área [$W\ m^{-2}$]

h – profundidade total da coluna d'água [m]

Ω – vetor rotação angular da terra [$rad\ s^{-1}$]

C – taxa de conversão de energia barotrópica para a baroclínica por unidade de área [$W\ m^{-2}$]

E – taxa de evaporação por unidade de área [$m\ s^{-1}$]

P – taxa de precipitação por unidade de área [$m\ s^{-1}$]

Q – vazão mássica por unidade de área [$m\ s^{-1}$]

W – velocidade vertical estimada a partir da velocidade barotrópica [$m\ s^{-1}$]

d – profundidade local abaixo do nível de referência [m]

f – parâmetro de Coriolis [s^{-1}]

g – aceleração da gravidade [$m\ s^{-2}$]

p – pressão total do fluido [$kg\ m^{-1}\ s^{-2}$]

q – pressão não hidrostática [$kg\ m^{-1}\ s^{-2}$]

u, v, w – componentes do vetor velocidade nas direções x, y e z , respectivamente [$m\ s^{-1}$]

u', v' – componentes do vetor velocidade baroclínica nas direções x e y , respectivamente [$m\ s^{-1}$]

$\mathbf{F}_0$ – vetor fluxo de energia barotrópica [$W\ m^{-1}$]

$\mathbf{u}$ – vetor velocidade total do escoamento [$m\ s^{-1}$]

$\mathbf{u}'$ – vetor velocidade baroclínica do escoamento [$m\ s^{-1}$]

ζ – deslocamento vertical do fluido [m]

η – elevação da superfície [m]

θ – latitude [$^\circ$]

ρ – massa específica do fluido [$Kg\ m^{-3}$]

ρ' – flutuação de massa específica do fluido [$Kg\ m^{-3}$]

σ – coordenada vertical transformada tipo *sigma* []

ω – velocidade vertical em coordenada *sigma* [$m\ s^{-1}$]

ϵ_0 – dissipação barotrópica por unidade de área [$W\ m^{-2}$]

ϕ – longitude [$^\circ$]

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	15
2. HIPÓTESE E OBJETIVOS.....	17
2.1. HIPOTESE.....	17
2.2. OBJETIVO GERAL	17
2.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	17
3. PRINCÍPIOS FÍSICO-MATEMÁTICOS.....	19
4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	27
5. METODOLOGIA.....	36
5.1. ÁREA DE ESTUDO	36
5.2. O DELFT3D.....	37
5.2.1. Modelo Físico-Matemático	38
5.2.2. Condições de Contorno e Iniciais.....	40
5.2.3. O Modelo Numérico.....	42
5.2.4. Implantação do Modelo Numérico.....	43
5.3. CÁLCULO DA ENERGIA.....	47
5.4. VERIFICAÇÃO DO MODELO	48
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO	50
6.1. VALIDAÇÃO	50
6.2. MARÉ BAROTRÓPICA	56
6.2.1. Maré Semi-diurna.....	56
6.2.2. Maré Diurna	62
6.3. MARÉ BAROCLÍNICA	67
7. CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES.....	74
7.1. CONCLUSÃO	74
7.2. RECOMENDAÇÕES	74
8. REFERÊNCIAS	76

1. INTRODUÇÃO

O oceano é um dos ecossistemas chave que controla o clima global e também é o meio responsável por onde se desenvolve grande parte das atividades econômicas, como transporte, fornecimento de alimentos e matérias-primas, fonte de energia, lazer e recreação, entre outros (BENTZ *et al.*, 2006).

Dentre os processos físicos que ocorrem no oceano, a maré é quem fornece maior fonte de energia. Esta energia está intimamente com os processos de mistura do oceano e também com o padrão hidrodinâmico. O conhecimento da hidrodinâmica do escoamento é indispensável para a realização de atividades na zona costeira e em oceano aberto, diminuir os riscos ambientais ou minimizar os impactos de um eventual acidente.

Os riscos provocados pela intensificação da hidrodinâmica geralmente estão ligados a eventos extremos atmosféricos, como ciclones extratropicais, que geram ondas com grande amplitude, dentre outros. Estes podem ser capazes de provocar, por exemplo, acidentes com as estruturas de extração e produção de petróleo são responsáveis, em caso de acidente, de dispersar os hidrocarbonetos e/ou outras substâncias poluidoras.

A dinâmica da maré é controlada pelas forças astronômicas (ligadas ao Sol e a Lua) e também pela força dos ventos de larga escala (maré meteorológica, PEREIRA *et al.*, 2005). Esta dinâmica pode ser compreendida se o escoamento for analisado em seus dois modos principais: o modo barotrópico, que corresponde à circulação tridimensional do oceano para um campo de densidade constante ao longo da profundidade e o modo baroclínico em que são consideradas as variações de densidade ao longo da coluna d'água devido, principalmente, as variações de temperatura e salinidade. O modo baroclínico de circulação assume suma importância quando são considerados fenômenos como ondas internas e transferência de energia (KANG, 2010).

Ao longo da costa do Brasil há feições geomorfológicas de grande importância para a circulação, tanto sobre a plataforma quanto sobre o oceano, como o Banco de Abrolhos, o Platô de São Paulo, a elevação do Rio Grande e a Cadeia Vitória-Trindade (MOTOKI *et al.*, 2012).

O estado do Espírito Santo possui uma plataforma continental altamente variável, com largura variável e embasamentos geológicos distintos. Além disto, próximo a região de interesse há a presença de feições geológicas tais como o Banco de Abrolhos e a Cadeia Vitória-Trindade. Estas feições morfológicas funcionam como barreiras que interagem com as correntes marinhas e interferem no deslocamento das massas d'água e na dinâmica da maré.

A região oceânica adjacente ao estado do Espírito Santo possui grande potencial econômico, como a exploração e produção de hidrocarbonetos, localizada entre a Bacia de Campos e a Bacia do Espírito, duas das maiores bacias em reservas de petróleo.

Esta exploração traz consigo riscos ambientais inerentes (como supracitados). Além do conhecimento dos riscos ambientais, o monitoramento ambiental também é importante para escolher e adequar a melhor estratégia em caso de um possível acidente.

Além disso, a hidrodinâmica tem um efeito direto nas trocas de sedimento entre a região costeira e o oceano, o que é de grande importância, no que diz respeito a erosão costeira e nos fenômenos de inundação.

Assim o objetivo deste trabalho é estudar a comportamento energético e espacial da marés barotrópica e baroclínica sobre a região oceânica e costeira do estado do Espírito Santo, englobando os montes e bancos submarinos que formam a cadeia Vitória-Trindade. Os resultados deste trabalho podem servir como escopo para o entendimento da dinâmica sobre esta região e base para planos de gerenciamento de riscos e de monitoramento ambiental.

2. HIPÓTESE E OBJETIVOS

2.1. HIPÓTESE E PROBLEMA

A maré barotrópica gerada pelas forças astronômicas sofre uma série de importantes transformações. Quando a corrente da maré escoar sobre um fundo irregular, com feições geomorfológicas tais como montes submarinos e cânions, uma parte da energia barotrópica é perdida através de mistura local e dissipação, e outra parte é convertida para a geração de maré interna (ou maré baroclínica). A maré baroclínica pode então se dissipar localmente ou ser irradiada dentro do oceano ou então se transforma em ondas internas ou turbulência de oceano profundo (KANG, 2010).

A região oceânica ao largo da costa do Espírito Santo possui importantes feições geomorfológicas, como a presença da Cadeia Vitória-Trindade e do Banco de Abrolhos. Seriam estas feições geomorfológicas presentes na região costeira e oceânicas ao largo da costa do Espírito Santo capazes de gerar marés baroclínicas?

Assim a hipótese deste trabalho é que a batimetria irregular formada pelos montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade são responsáveis pela transformação da energia barotrópica em baroclínica, atuando como *hot spot* de conversão de energia da maré.

2.2. OBJETIVO GERAL

O objetivo deste trabalho é contribuir para o entendimento sobre a maré astronômica, considerando os forçantes astronômicos, de temperatura e salinidade e do comportamento energético da maré barotrópica e baroclínica ao largo da região costeira e oceânica do estado do Espírito Santo.

2.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Implantar um modelo numérico computacional tridimensional para a região costeira e oceânica ao largo da costa do Espírito Santo;

- Reconstruir numericamente e descrever a maré astronômica barotrópica na região de estudo;
- Reconstruir numericamente a maré astronômica baroclínica e resolver a equação de conservação de energia para a maré;
- Descrever os processos físicos ligados à interação da maré barotrópica e baroclínica considerando a batimetria irregular da região de estudo;

3. PRINCÍPIOS FÍSICO-MATEMÁTICOS

A componente astronômica da maré é uma oscilação periódica do nível do mar provocada pelas forças astronômicas (principalmente o Sol e a Lua). Esta oscilação é basicamente uma onda longa e pode ser modelada matematicamente com sucesso pela equação de águas rasas. Longuet-Higgins (1968) mostra como são as equações que regem o movimento da maré (Equações 1, 2 e 3).

$$\frac{\partial U_H}{\partial t} - 2\Omega V_H \cos\theta + \frac{1}{\sin\theta} \frac{\partial}{\partial \phi}(g\eta) = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial V_H}{\partial t} + 2\Omega U_H \sin\theta - \frac{\partial}{\partial \theta}(g\eta) = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{h}{\sin\theta} \left[\frac{\partial}{\partial \theta}(-V_H \sin\theta) + \frac{\partial U_H}{\partial \phi} \right] = 0 \quad (3)$$

Em que U_H e V_H equivalem as componentes horizontais da velocidade integradas na vertical, η a elevação da superfície, h a profundidade, Ω o vetor rotação angular da terra, g a aceleração da gravidade θ e ϕ a latitude e longitude, respectivamente.

A energia total (Equação 4) para a onda de maré pode ser calculada como a soma da energia cinética e potencial, primeiro e segundo termo da Equação 4, respectivamente.

$$E_T = \iint \frac{1}{2} \rho h (U_H^2 + V_H^2) dS + \iint \frac{1}{2} \rho g \eta^2 dS \quad (4)$$

Neste caso a energia é integrada em cada diferencial de área (dS), em que ρ equivale à massa específica da água.

Mais recentemente Kang (2010) derivou as equações de energia para o modo barotrópico e baroclínico a partir das Equações de Navier-Stokes, sobre a aproximação de Boussinesq em um plano de referência em rotação (Equações 5, 6 e 7).

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla u - fv + bw = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \nabla_H \cdot (\nu_H \nabla_H u) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_V \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (5)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla u + fu + bw = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \nabla_H \cdot (\nu_H \nabla_H v) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_V \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (6)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla w - bu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} + \nabla_H \cdot (\nu_H \nabla_H w) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_V \frac{\partial w}{\partial z} \right) - \frac{g}{\rho_0} \rho \quad (7)$$

Em que $\mathbf{u}$ corresponde ao vetor velocidade, ν_H e ν_V as viscosidades turbulentas horizontal e vertical, respectivamente; $f = 2\Omega \sin\theta$ e $b = 2\Omega \cos\theta$ e ρ_0 uma massa específica de referência constante, em que a massa específica total dada pela soma entre a perturbação associada pelo movimento do fluido ($\rho'(x, y, z, t)$) e de uma massa específica de *background* ($\rho_b(z)$). Além dessas equações ainda é empregado a conservação da massa para um fluido incompressível ($\nabla \cdot \mathbf{u} = 0$).

A pressão é separada em um termo de pressão hidrostática (p_h) e um termo de pressão não hidrostática (q). O gradiente vertical de pressão hidrostático é dado por:

$$\frac{\partial p_h}{\partial z} = -(\rho_0 + \rho_b + \rho')g \quad (8)$$

Integrando a equação 8 do nível z até a superfície η , temos:

$$p_h = p_s + p_0 + p_b + p' = p_s + \rho_0 g(\eta - z) + g \int_z^\eta \rho_b dz + g \int_z^\eta \rho' dz \quad (9)$$

Em que p_s corresponde a pressão atmosférica na superfície.

Substituindo as definições de pressão e massa específica total nas equações de conservação, temos:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla u - fv + bw \\ = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial q}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_s}{\partial x} - g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} + \nabla_H \cdot (\nu_H \nabla_H u) \\ + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_V \frac{\partial u}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (10)$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial v}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla u + fu + bw \\
= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial q}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_s}{\partial y} - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} + \nabla_H \cdot (\nu_H \nabla_H v) \\
+ \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_V \frac{\partial v}{\partial z} \right)
\end{aligned} \tag{11}$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla w - bu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial q}{\partial z} + \nabla_H \cdot (\nu_H \nabla_H w) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_V \frac{\partial w}{\partial z} \right) - \frac{g}{\rho_0} \rho \tag{12}$$

Integrado a equação da continuidade do fundo até a superfície obtém-se:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\int_{-d}^{\eta} u dz \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\int_{-d}^{\eta} v dz \right) = 0 \tag{13}$$

A equação do transporte de massa é dada por:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \rho = \nabla_H \cdot (\kappa_H \nabla_H \rho) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_V \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) \tag{14}$$

Em que κ_H e κ_V , são as difusividades mássica horizontal e vertical, respectivamente. Substituindo a definição de massa específica total na equação de transporte de massa temos que:

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \rho' = \nabla_H \cdot (\kappa_H \nabla_H \rho') + \frac{\partial}{\partial z} \left[\kappa_V \frac{\partial}{\partial z} (\rho' + \rho_b) \right] + \frac{\rho_0 N^2}{g} w \tag{15}$$

Em que a frequência de flutuabilidade (ou frequência de Brunt-Väisälä) é definida por $N^2 \equiv -\left(\frac{g}{\rho_0}\right) \frac{d\rho_b}{dz}$.

Para obter as equações de conservação da energia barotópica e baroclínica, primeiramente a velocidade total é dividida em duas partes $\mathbf{u} = \mathbf{U}_H + \mathbf{u}'$. Em que $\mathbf{U}_H$ corresponde à velocidade barotrópica e $\mathbf{u}'$ a velocidade baroclínica.

As velocidades barotrópicas são calculadas seguindo as equações abaixo:

$$\mathbf{U}_H = \frac{1}{h} \int_{-d}^{\eta} \mathbf{u}_H dz = \frac{1}{h} \bar{\mathbf{u}}_H \tag{16}$$

$$W = -\nabla_H \cdot [(d+z)\mathbf{U}_H] \quad (17)$$

Em que $\overline{(\cdot)} = \int_{-d}^{\eta} (\cdot) dz$ refere-se a integração vertical do fundo $z = -d(x, y)$ até a superfície $z = \eta(x, y, t)$ e $h = \eta + d$.

Após fazer a decomposição das velocidades, a energia cinética (em J/m^3) é dada pela seguinte soma $E_k = E_{k0} + E'_k + E'_{k0}$, em que:

$$E_{k0} = \frac{1}{2} \rho_0 (U_H^2 + V_H^2) \quad (18)$$

$$E'_k = \frac{1}{2} \rho_0 (u'^2 + v'^2 + w^2) \quad (19)$$

$$E'_{k0} = \rho_0 (U_H u' + V_H v') \quad (20)$$

Neste caso E_{k0} corresponde a densidade de energia cinética barotrópica horizontal, E'_k é a densidade de energia cinética baroclínica e E'_{k0} um termo cruzado que desaparece sobre integração vertical.

A energia potencial devido à elevação de superfície é dada por:

$$\overline{E_{p0}} = \frac{1}{2} \rho_0 g \eta^2 \quad (21)$$

E a energia potencial disponível é definida como:

$$E'_p = \rho' g \zeta - g \int_{z-\zeta}^z [\rho_b(z) - \rho_b(z')] dz' \quad (22)$$

Em que ζ corresponde ao deslocamento de uma partícula do fluido devido ao movimento da onda.

A partir destas definições é possível deduzir a equação de conservação da energia para o modo baroclínico e barotrópico. Neste caso são aplicadas as seguintes condições de contorno:

1 – Condição de contorno cinemática e condição de contorno de fundo:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \mathbf{u}_H \cdot \nabla_H \eta = w, \quad em \ z = \eta \quad (23)$$

$$-\mathbf{u}_H \cdot \nabla_h d = w, \quad em \ z = -d \quad (24)$$

2 – A condição dinâmica na superfície é que a pressão logo abaixo a superfície livre é sempre a igual a pressão do ambiente. A pressão atmosférica é igual zero, a condição de contorno se torna:

$$p = p_0 = p_b = p' = q = 0, \quad em \ z = \eta \quad (25)$$

3 – O arrasto da superfície livre ($s_{top} = 0$) ou tensão ($s_{top} = 1$) em $z = \eta$ é dado por:

$$\nu_V \frac{\partial u}{\partial z} = -(1 - s_{top}) C_{d,T} |\mathbf{u}_H| u + s_{top} \tau_x^s \quad (26)$$

$$\nu_V \frac{\partial v}{\partial z} = -(1 - s_{top}) C_{d,T} |\mathbf{u}_H| v + s_{top} \tau_y^s \quad (27)$$

Em que τ_x^s e τ_y^s são as tensões do vento impostas nas direções x e y , respectivamente e $C_{d,T}$ é o coeficiente de arrasto na superfície.

4 – O arrasto de fundo (em $z = -d$) é dado por:

$$\nu_V \frac{\partial u}{\partial z} = C_{d,B} |\mathbf{u}_H| u \quad (28)$$

$$\nu_V \frac{\partial v}{\partial z} = C_{d,B} |\mathbf{u}_H| v \quad (29)$$

Em que $C_{d,B}$ corresponde ao coeficiente de arrasto com o fundo.

5 – O fluxo de velocidade sobre a superfície e fundo são obtidas pelas condições cinemáticas e de fundo:

$$\begin{aligned}
\nu_V \frac{\partial w}{\partial z} &= \nu_V \frac{\partial u}{\partial z} \eta_x + \nu_V \frac{\partial v}{\partial z} \eta_y \\
&= -(1 - s_{top}) C_{d,T} |\mathbf{u}_H| (u \eta_x + v \eta_y) + s_{top} (\tau_x^s \eta_x + \tau_y^s \eta_y) \\
&= -(1 - s_{top}) C_{d,T} |\mathbf{u}_H| w - \eta_t + s_{top} (\tau_x^s \eta_x + \tau_y^s \eta_y), \text{ em } z = \eta
\end{aligned} \tag{30}$$

$$\begin{aligned}
\nu_V \frac{\partial w}{\partial z} &= -\nu_V \frac{\partial u}{\partial z} d_x - \nu_V \frac{\partial v}{\partial z} d_y = -C_{d,B} |\mathbf{u}_H| (u d_x + v d_y) \\
&= C_{d,B} |\mathbf{u}_H| w, \quad \text{em } z = -d
\end{aligned} \tag{31}$$

6 – O fluxo de massa na superfície e no fundo é dada por:

$$\kappa_V \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0, \quad \text{em } z = \eta \tag{32}$$

$$\kappa_V \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0, \quad \text{em } z = -d \tag{33}$$

Integrando as equações de conservação e aplicando das condições de contorno, as equações de conservação da energia barotrópica e baroclínica são obtidas:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\overline{E_{k0}} + \overline{E_{p0}}) + \nabla_H \cdot \overline{\mathbf{F}_0} = -\overline{C} - \overline{\epsilon_0} - D_0 \tag{34}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\overline{E'_k} + \overline{E'_p}) + \nabla_H \cdot \overline{\mathbf{F}'} = \overline{C} - \overline{\epsilon'} - D' \tag{35}$$

Em que $\overline{\mathbf{F}_0}$ representa o fluxo de energia barotrópica integrado na vertical, $\overline{C}$ a taxa de conversão de energia barotrópica para baroclínica, $\overline{\epsilon_0}$ a dissipação barotrópica, D_0 a dissipação da energia causada pelo arrasto de fundo, $\overline{\mathbf{F}'}$ o fluxo de energia baroclínica, $\overline{\epsilon'}$ a dissipação baroclínica, D' a dissipação baroclínica causada pelo arrasto de fundo.

Sendo que os fluxos de energia barotrópico e baroclínico são calculados como:

$$\overline{\mathbf{F}_0} = \underbrace{\mathbf{u}_H \overline{E_{k0}}}_{\text{Advecção}} + \underbrace{\mathbf{u}_H \overline{\rho_0 g \eta} + \mathbf{u}_H \overline{p'}}_{\text{Trabalho da pressão}} + \underbrace{\mathbf{u}_H \overline{q}}_{\text{Difusão}} - \underbrace{\nu_H \nabla_H \overline{E_{k0}}}_{\text{Difusão}} \tag{36}$$

$$\begin{aligned}
\overline{\mathbf{F}'} &= \underbrace{\mathbf{u}_H \overline{E'_k} + \mathbf{u}_H \overline{E'_{k0}} + \mathbf{u}_H \overline{E'_p}}_{\text{Advecção}} + \underbrace{\mathbf{u}'_H \overline{p'} + \mathbf{u}'_H \overline{q}}_{\text{Trabalho da pressão}} \\
&\quad - \underbrace{\nu_H \nabla_H \overline{E'_k} - \kappa_H \nabla_H \overline{E'_p}}_{\text{Difusão}}
\end{aligned} \tag{37}$$

A taxa de conversão da energia ($\overline{C}$), dissipação barotrópica (ϵ_0) e baroclínica (ϵ') e os termos de arrasto provocado pelas velocidades barotrópicas (D_0) e baroclínicas (D') são dadas por:

$$\overline{C} = \overline{\rho' g W} - \overline{\frac{\partial q}{\partial z} W} \quad (38)$$

$$\epsilon_0 = \rho_0 \nu_H \nabla_H \mathbf{U}_H \cdot \nabla_H \mathbf{U}_H \quad (39)$$

$$\epsilon' = \epsilon'_k + \epsilon'_p \quad (40)$$

$$\begin{aligned} \epsilon'_k = & \rho_0 \nu_H \nabla_H \mathbf{u}'_H \cdot \nabla_H \mathbf{u}'_H + \rho_0 \nu_V \frac{\partial \mathbf{u}'_H}{\partial z} \cdot \frac{\partial \mathbf{u}'_H}{\partial z} + \rho_0 \nu_H \nabla_H w \cdot \nabla_H w \\ & + \rho_0 \nu_V \frac{\partial w}{\partial z} \cdot \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \quad (41)$$

$$\epsilon'_p = g \kappa_H \nabla_H \rho' \cdot \nabla_H \zeta + g \kappa_V \frac{\partial}{\partial z} (\rho_b + \rho') \frac{\partial \zeta}{\partial z} \quad (42)$$

$$D_0 = \rho_0 C_{d,B} |\mathbf{u}_H| (u U_H + v V_H), \quad em \ z = -d \quad (43)$$

$$D' = \rho_0 C_{d,B} |\mathbf{u}_H| (u u' + v v' + w^2), \quad em \ z = -d \quad (44)$$

As equações de conservação da energia integradas no tempo e na vertical são finalmente dadas por:

$$\frac{1}{T} \Delta \overline{E_0} + \nabla_H \cdot \langle \overline{\mathbf{F}_0} \rangle = -\langle \overline{C} \rangle - \langle \overline{\epsilon_0} + D_0 \rangle \quad (45)$$

$$\frac{1}{T} \Delta \overline{E'} + \nabla_H \cdot \langle \overline{\mathbf{F}'} \rangle = \langle \overline{C} \rangle - \langle \overline{\epsilon'} + D' \rangle \quad (46)$$

Em que $\langle \ \rangle = \frac{1}{T} \int_t^{t+T} (\) dt$ corresponde a média temporal sobre um período de tempo T .

Para um sistema periódico em T , $\Delta \overline{E_0}$ e $\Delta \overline{E'}$ tendem a zero e desaparecem sobre integração no tempo e os termos restantes representam a distribuição de energia associado com os processos de mistura provocados pela maré. Neste caso as equações de conservação de energia são reduzidas a:

$$\nabla_H \cdot \langle \mathbf{F}_0 \rangle = -\langle \overline{C} \rangle - \langle \overline{\epsilon}_0 + D_0 \rangle \quad (47)$$

$$\nabla_H \cdot \langle \mathbf{F}' \rangle = \langle \overline{C} \rangle - \langle \overline{\epsilon}' + D' \rangle \quad (48)$$

O termo $\nabla_H \cdot \langle \mathbf{F}_0 \rangle$ representa a energia barotrópica total que é disponível para a conversão para o modo baroclínico, $\langle \overline{C} \rangle$ representa a porção da energia barotrópica que está sendo convertida em energia baroclínica e $\nabla_H \cdot \langle \mathbf{F}' \rangle$ representa a porção da energia baroclínica que está sendo irradiada da zona de conversão.

A mistura local ocorre junto com a conversão e a radiação, sendo eles medidos pela dissipação barotrópica ($-\langle \overline{\epsilon}_0 + D_0 \rangle$) e baroclínica ($-\langle \overline{\epsilon}' + D' \rangle$). Na Figura 1 é mostrado um esquema da interação dos termos que formam as equações de conservação de energia.

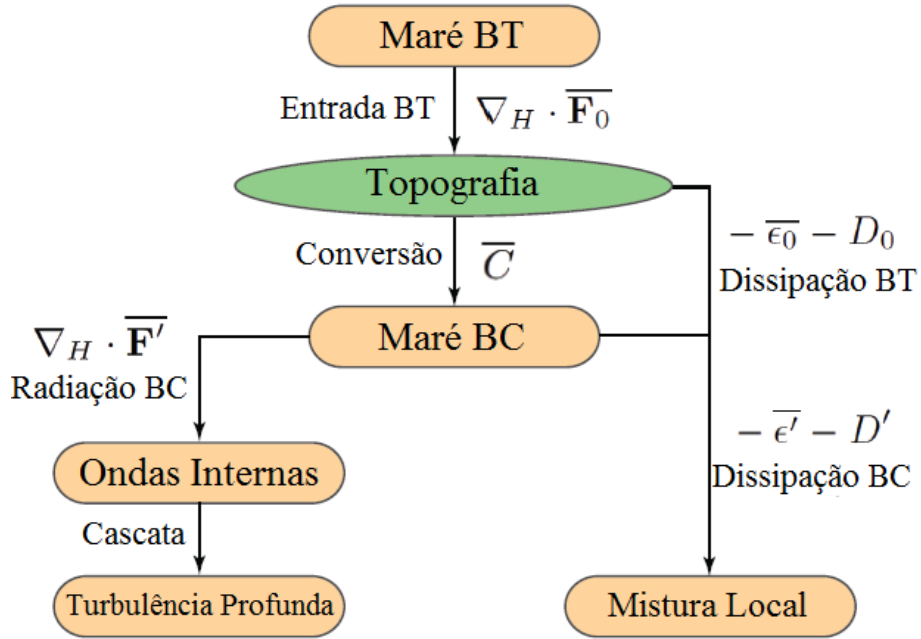


Figura 1 - Esquema mostrando os processos físicos que ocorrem com a maré: Entrada Barotrópica (Entrada BT), Conversão, Dissipação Barotrópica (Dissipação BT), Dissipação Baroclínica (Dissipação BC), Radiação Baroclínica (Radiação BC) e efeito cascata. Adaptado de Kang (2010).

4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A maré astronômica barotrópica é um dos fenômenos físicos que ocorrem no oceano com vastas aplicações e previsibilidade. A maré astronômica é uma oscilação periódica do oceano regida pelas forças astronômicas devido ao Sol, Lua e/ou interação entre estes. Somam-se ainda os efeitos da profundidade, arrasto pelo fundo e a forma dos continentes, mares e oceanos. Longuet-Higgins (1968) descreve matematicamente como a maré astronômica deve se comportar sobre uma esfera, calculando as autofunções da equação de Laplace para a maré.

Atualmente, com a melhora dos métodos computacionais e da coleta de dados de altura da superfície do mar através de sensores remotos, diversos trabalhos têm sido realizados para resolver as equações de águas rasas para a maré, assimilando-se os dados de altura da superfície do mar para produzir dados globais e regionais tanto no espectro da frequência (harmônicos de maré) quanto no espectro do tempo (séries temporais de elevação de superfície do mar).

Alguns exemplos de modelagem das equações de águas rasas e assimilação de dados de altura da superfície do mar podem ser encontrados nos modelos TPXO (EGBERT & EROFEEVA, 2002), que utilizaram modelagem inversa e dados de altimetria por satélite para solução das equações de águas rasas linearizadas para uma grade global e uma regional localizada no mar da Indonésia.

Matsumoto *et al.* (2000) representaram os 16 maiores harmônicos de maré em uma grade global de resolução espacial de 0.5° e em uma grade regional sobre o Japão com $1/12^\circ$ de resolução espacial assimilando os dados de altimetria do satélite TOPEX/POSEIDON em um modelo barotrópico hidrodinâmico baseado nas equações para a maré derivadas por Schwiderski (1981), que são as equações de águas rasas integradas na vertical.

Recentemente Lefèvre *et al.*, (2006) desenvolveram um modelo numérico baseado na técnica de elementos finitos (modelo FES2004), em que além de assimilação de dados de altímetros incluíram um termo de dissipação na equação de águas rasas para contabilizar o efeito da conversão de energia barotrópicas em maré interna.

Chang & Andersen (2011) por sua vez em seu modelo (modelo DTU10) melhoram a representação dos harmônicos de maré em regiões de baixa profundidade (foram solucionados 28 harmônicos de maré, incluindo o M4), assimilando 18 anos de dados de altimetria do altímetro TOPEX/POSEIDON-Janson1-Janson2, 4 anos do altímetro TOPEX/Janson-1, 10 anos do altímetro GFO e 15 anos do altímetro ERS-2-Envisat, em uma versão atualizada baseada no modelo FES2004.

Os dados de altímetros são uma grande ferramenta na determinação das componentes harmônicas e suas características físicas. Por exemplo, Mesquita & França (1997) mostraram a partir destes dados, em uma grade de $6^\circ \times 6^\circ$ o sentido de propagação da componente harmônica M2 no oceano Atlântico Sul e concluíram que a maré possui sentido anti-horário de giro no oceano adjacente à costa sudeste do Brasil.

Mesmo com as atuais melhorias tanto nos métodos numéricos e de otimização computacional quanto na maior disponibilidade e tamanho de séries temporais de elevação de superfície do mar, a representação dos harmônicos de maré em regiões de baixa profundidade ainda é ruim em modelos globais e/ou regionais de maré baseados na assimilação de dados de satélite em modelos baseados nas equações de águas rasas.

Neste sentido, uma alternativa é solucionar as equações de Navier-Stokes ou da equação de águas rasas numericamente para contabilizar o efeito da maré em águas de baixa profundidade, o que permite uma melhor representação dos processos físicos que ocorrem nestas regiões.

Por exemplo, Glorioso & Flather (1997) analisaram numericamente os aspectos relativos à dissipação e propagação da energia da maré para a plataforma continental da Patagônia através da solução das equações de movimento e massa integradas na vertical, derivadas do modelo numérico desenvolvido por Flather (1976). Neste caso foram produzidos os mapas de co-amplitudes e co-fases de maré das principais componentes harmônicas e também foi calculado da dissipação, baseado apenas nas velocidades barotrópicas.

Fang *et al.*, (1998) e Xianwen *et al.* (2001) modelaram numericamente a maré astronômica para o Mar da China, no primeiro trabalho os autores desenvolveram um código numérico baseado em um esquema Kwok para a solução das equações de conservação de movimento e massa integradas na vertical.

No segundo trabalho os autores desenvolveram um código numérico para solução das equações primitivas do movimento em um oceano tridimensional, baseado em coordenada vertical do tipo sigma e consideraram um módulo de fechamento de turbulência. Ambos os trabalhos detalharam com eficácia os mapas de amplitudes e fases dos principais harmônicos semi-diurnos (M2 e S2) e diurnos (O1 e K1), contudo é no segundo trabalho que se conseguiu descrever a estrutura tridimensional das correntes barotrópicas de maré.

Harari & Camargo (1994), Harari *et al.*, (2000), Harari & Camargo (1998) e Harari & Camargo (2003) realizaram estudos numéricos sobre maré astronômica barotrópica. Os primeiros autores estudaram a propagação dos 9 principais harmônicos de maré entre a Ponta do Vigia (SC) e Cabo Frio (RJ) e mapearam as co-amplitudes, co-fases e elipses nesta região. Harari *et al.*, (2000), Harari & Camargo (1998) estudaram de forma semelhante a propagação de maré para o canal do porto e as praias de Santos (São Paulo) e para a região costeira de Santos, respectivamente.

Harari & Camargo (2003) utilizaram o modelo numérico POM (*Princeton Ocean Model*) para prever o comportamento das correntes, amplitudes e fases da maré em regiões costeiras do estado de São Paulo. Os resultados numéricos permitiram inferir as principais características da propagação da maré nesta região específica, como sentido de giro das elipses de maré, sentido de propagação e amplificação da maré, atrasos de fase nesta região.

Harari & Camargo (2003) observaram que há uma diferença tanto em amplitude quanto em fase quando se comparado os harmônicos fornecidos pela FEMAR (2000) e aqueles comparados com séries temporais longas (46 anos), além deste aspecto os autores mostram que as constantes harmônicas sofrem algumas mudanças ao longo dos anos.

Ao largo da costa do Espírito Santo poucos trabalhos foram realizados para resolver a propagação da maré nesta região. Destacam-se os trabalhos de Viégas (2006) e Lemos (2006) que mapearam as co-fases e co-amplitudes dos principais harmônicos de maré sobre a plataforma continental e talude.

Viégas (2006) utilizou o modelo numérico DIVAST (*Depth Integrated Velocity and Solute Transport*) e propagou a maré a partir dos resultados do modelo global de maré Nao99.b. Este autor mostrou que as amplitudes dos harmônicos semi-diurnos M2 e S2 aumentam em direção as extremidades norte e sul de sua área de estudo. Seus resultados mostram que sobre a plataforma continental as elipses de maré giram no sentido anti-horário, com polarização no sentido horário em algumas regiões próximo à costa.

Lemos (2006) implantou o modelo POM para a região oceânica ao largo da costa do Espírito Santo. A partir dos resultados foram feitos mapas de amplitudes e fases e de hodrógrafas de maré, os resultados mostraram as interações das feições costeiras e da

complexa batimetria da região de estudo com a maré barotrópica com os fluxos característicos em certas regiões da área de estudo, como a influência do Cabo de São Tomé e do Banco de Abrolhos sobre a plataforma continental capixaba, e sobre a propagação das velocidades de maré barotrópicas associadas a cânions e montes submarinos na região entre o Banco de Abrolhos e a Cordilheira Vitória-Trindade.

Grande parte da energia no oceano provém das marés, porém as atuais parametrizações da mistura produzida pela maré ainda não são capazes de capturar os processos que acontecem no interior do oceano e ainda requerem detalhamento, como a razão em que a energia é dissipada e o total de energia baroclínica gerada (Kang, 2010).

Diversos trabalhos analíticos têm sido realizados para entender como ocorre a transformação da energia barotrópica para baroclínica e o trabalho realizado pelas forças baroclínicas para a barotrópica.

Chen *et al.* (2013) utilizaram um modelo numérico completamente não linear para a simulação de ondas internas geradas pelo escoamento da maré sobre um monte submarino de forma gaussiana. Estes autores encontraram que a conversão de energia ocorrem em locais em que a declividade do terreno é grande, assim como a dissipação baroclínica, a exemplo de montes marinhos isolados.

Resultados semelhantes foram encontrados por Qian *et al.* (2010) que analisaram o geração de marés internas sobre o fundo oceânico com um monte submarino idealizado e sobre forte estratificação de massa específica através de um modelo tridimensional não hidrostático. Os resultados encontrados por estes autores mostram que o fluxo de energia é proporcional à energia cinética da maré barotrópica e da frequência de Brunt-Väisälä sobre os montes submarinos.

No trabalho de Lamb & Kim (2012), o mesmo comportamento de conversão de energia em locais com alta declividade também é observado para uma plataforma continental

de forma metade gaussiana (talude de forma gaussiana e plataforma com profundidade constante) e sobre estratificação linear e frequência de flutuabilidade constante.

Lamb & Kim (2012) utilizaram um modelo não linear e não hidrostático bidimensional para investigar a dependência do fluxo de energia sobre a topografia. Seus resultados mostram que para topografias inclinadas a presença de quebra de ondas internas é comum (para pequenas velocidades de maré este fenômeno ocorre sobre o topo da quebra da plataforma continental e para grandes velocidades de maré a quebra ocorre próximo a base da quebra da plataforma continental e que as maiores taxas de fluxos de energia estão associados a estes locais.

Estudos idealizados também foram realizados para entender a geração de marés baroclínicos, geralmente para casos não lineares. Esses estudos focam principalmente na eficiência da geração de marés internas sobre diferentes tipos de topografias (HOLLOWAY & MERRIFIELD, 1999), acerca da importância de uma profundidade finita do oceano (KHATIWALA, 2003). Outros estudos focaram também como é a resposta não linear da maré interna sobre vários parâmetros adimensionais e números de Froude (LEGG, 2004a; LEGG & HUIJTS, 2006).

Esforços significativos têm sido realizados para estimar a geração de maré interna e das taxas de conversão e os fluxos de energia entre a maré barotrópica e baroclínica sobre batimetria realística. Estes estudos geralmente focam regiões em que notadamente há altas taxas de conversão de energia, como cadeias de montes submarinos e ilhas oceânicas e em cânions submarinos.

Por exemplo Kang (2010), Kang & Fringer (2012), Carter (2010) investigaram as taxas de conversão, fluxos de energia e dissipação para a região de Monterey (Califórnia, EUA). Em Kang (2010) e Kang & Fringer (2012), os autores utilizaram um modelo não hidrostático, baseado na solução numérica de um modelo hidrostático e as equações de

conservação de energia foram derivadas para incluir o termo do trabalho realizado pela pressão não hidrostática. As entradas de energia foram investigadas e os resultados mostraram que sobre a batimetria real os maiores fluxos de energia ocorrem na região do cânion de Monterey, região em que ocorrem também as maiores taxas de conversão de energia barotrópica para baroclínica e também os maiores fluxos de energia.

Carter (2010) utilizou um modelo tridimensional de alta resolução espacial para inferir o comportamento da componente M2 da maré interna. Este autor mostrou que para o cânion de Monterey as maiores taxas de dissipação baroclínica estão relacionadas às maiores taxas de conversão de energia e que a batimetria da região faz com sejam concentrados feixes de energia em função dos montes submarinos e cânions presentes naquela região.

Outro lugar em que há significativo esforço para o entendimento das transformações de energia é a cadeia de ilhas e montes submarinos do Havaí (EUA). Carter *et al.* (2008) utilizaram um modelo numérico baseado nas equações primitivas de conservação para a inferência das zonas de conversão e dissipação de energia baroclínica e barotrópica para a componente harmônica M2. Os autores encontraram um padrão com dois feixes principais de propagação da energia, ao sul e ao norte da cadeia de montes submarinos do Havaí. Neste trabalho foi mostrado que para aquela região a dissipação baroclínica ocorre em locais com alta taxa de conversão de energia barotrópica para baroclínica.

Rainville *et al.* (2010) investigaram numericamente como é propagada a energia da componente harmônica M2 interna, revelando que os feixes são formados em direção ao sul e ao norte da cadeia de montes submarinos do Havaí.

Outros trabalhos focaram a atividade de marés internas, como Cummins & Oey (1997) para a costa do norte da Columbia Britânica, Niwa & Hibiya (2004) para o Mar Leste da China e Zilberman *et al.* (2009) para a cordilheira meso-atlântica. Todos estes

autores basearam-se em técnicas numéricas (modelo POM) para a solução do balanço de energia. Outra coisa comum a todos estes trabalhos está no fato de que todos usam a aproximação de pressão hidrostática e desconsiderando a pressão não hidrostática.

No Brasil, Pereira *et al.* (2005) investigaram a interação da maré com a topografia de fundo da região leste da plataforma continental brasileira entre $\sim 15^\circ$ S e $\sim 17.5^\circ$ S. Os autores utilizaram um modelo não-linear tri-dimensional baseado nas equações primitivas de movimento, para solucionar a elevação e fase da maré astronômica para harmônicos de maré M2, S2, O1 e K1 (impostos ao contorno através do modelo TPXO). Os efeitos da baroclínicos foram incluídos no modelo através de diferentes perfis medidos na região de estudo.

Os autores mostraram que a interação da maré com a batimetria da desta região gera correntes residuais são perpendiculares as isóbatas e que são geradas marés internas nos flancos sul do Banco de Abrolhos e do Banco de Royal Charlotte. Neste caso as isopícnais são forçadas para cima e para baixo com maior vigor devido ao maior fluxo através da quebra de plataforma.

Pereira & Castro (2006) investigaram a maré interna na região do Atlântico Sul, através de observações e modelagem para os meses de verão e inverno do ano de 2011. Foram utilizados um modelo tri-dimensional não-linear baseado nas equações primitivas do movimento para as componentes harmônicas M2, S2, O1 e K1. Sendo a estratificação passada através da climatologia Levitus. Os dados observacionais foram coletados próximos a Cabo Frio (RJ), através de fundeios, com coletas até 200m de profundidade.

Os autores mostraram que a maré interna sobre a região de quebra de plataforma continental e a plataforma continental é caracterizada por uma alta variabilidade espacial e temporal, com propagação da costa em direção ao mar.

Os dados observacionais mostram que há a presença de uma onda de maré interna com frequência semi-durna próximo à quebra de plataforma. Os resultados do modelo numérico mostram ainda que os fluxos baroclínicos são irradiados para fora da costa para a plataforma continental. Estimativas dos fluxos de energia integrados na vertical são da ordem 10 W/m e a energia para a maré interna correspondente a componente harmônica M2 é igual a 3.58 MW e 0.51 MW para o verão e inverno, respectivamente.

5. METODOLOGIA

A metodologia utilizada neste trabalho é baseada em modelagem físico-matemática dos processos que ocorrem no oceano, em particular a maré astronômica, a interação da maré barotrópica com a batimetria e a geração de maré baroclínica com auxílio de técnicas numéricas. Neste caso foi escolhido como área de estudo a região que engloba os montes submarinos que formam a Cadeia Vitória-Trindade.

5.1. ÁREA DE ESTUDO

A região de estudo deste trabalho está localizada entre as latitudes de 18.7° S e 22.3° S e entre as longitudes de 42.5° W e 30° W, região esta que compreende os principais montes e bancos submarinos que formam a Cadeia Vitória-Trindade e também parte do Banco de Abrolhos, como mostrado na Figura 2.

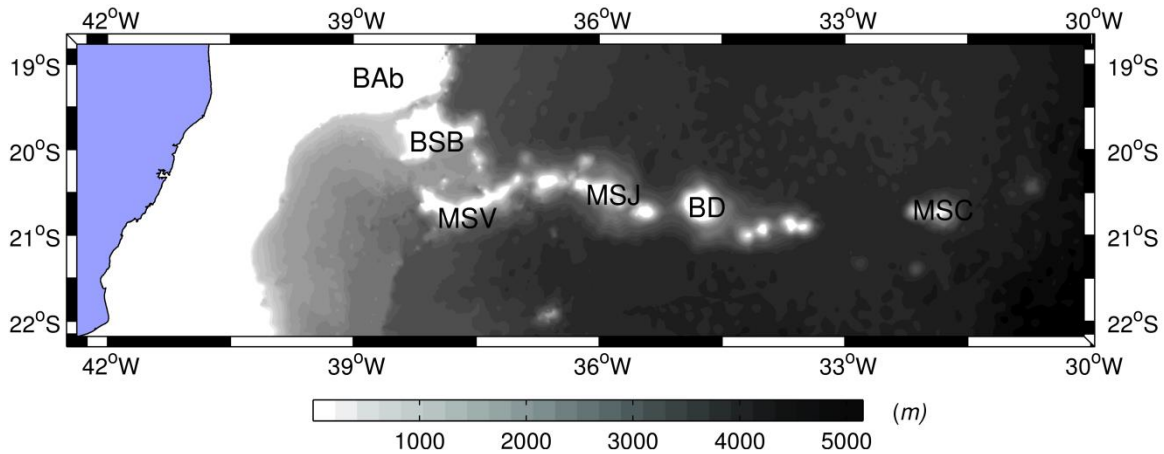


Figura 2 - Localização geográfica e batimetria da área de estudo. Em destaque algumas das principais feições geomorfológicas presentes na região, como o Banco de Abrolhos (BAb), Banco Submarino de Besnard (BSB), Monte Submarino de Vitória (MSV), Monte Submarino de Jaseur (MSJ), Banco de Davis (BD) e o Monte Submarino de Columbia (MSC).

A Cadeia Vitória-Trindade é uma das principais feições geomorfológicas do oceano brasileiro, sendo importante para a determinação de vários processos físicos que ocorrem próximos a esta região, como a dinâmica de vórtices (Rocha *et al.*, 2006), a bifurcação da Água Central do Atlântico Sul e a dinâmica de outras massas d'água (Mémery *et al.*, 2000).

A Cadeia Vitória Trindade está localizada na região pelágica do estado do Espírito Santo, com direção geral leste-oeste, ao longo da latitude média de 20.3° S e possui aproximadamente 950 km de extensão. Ao longo da cadeia são encontrados aproximadamente 30 montes e/ou bancos submarinos de forma cônica, sendo que cerca de 17 deles possuem altura relativa superior a 2500m. No extremo leste da Cadeia Vitória-Trindade estão as Ilhas de Trindade e de Martim Vaz (Motoki *et al.*, 2012).

Dos cerca 30 montes e/ou bancos submarinos que formam a Cadeia Vitória-Trindade, são destacados o Banco Submarino de Besnard (BSB), Monte Submarino de Vitória (MSV), Monte Submarino de Jaseur (MSJ), Banco de Davis (BD) e o Monte Submarino de Columbia (MSC). Dentro da área de estudo ainda estão localizados parte do Banco de Abrolhos (BAb) e a plataforma continental e talude do estado do Espírito Santo, que estão localizados nas bacias de Campos e do Espírito Santo (importante zona produtora de petróleo no Brasil).

5.2. O DELFT3D

Para reconstituir a maré astronômica em ambos os modos baroclínico e barotrópico foi utilizado o modelo numérico de código aberto Deltares Delft3D, programado em ANSI Fortran 95. Este modelo pode ser utilizado na predição do escoamento em mares rasos, áreas costeiras, estuários, lagunas, rios e lagos e regiões oceânicas. Ou seja, o modelo visa a simulação de escoamentos em que as escalas do comprimento horizontal são significativamente maiores que a escala vertical (DELFT HYDRAULICS, 2011).

Este modelo vem sendo usado pela comunidade científica com sucesso em diversos processos físicoceanográficos, como em Sao (2008) em pesquisa sobre o efeito hidrodinâmico e morfológico sobre o estuário de Deschutes; Robakiewicz & Rakusa-Suszczewski (1999) no estudo hidrodinâmico da Baía de Admiralty, na Ilha de King George na Antártida entre outros.

5.2.1. Modelo Físico-Matemático

O Delft3D soluciona as equações de Navier Stokes para um fluido incompressível, aplicando as considerações de águas rasas, hidrostática e de Boussinesq. As equações tridimensionais que descrevem o escoamento em superfície livre podem ser obtidas das equações de Navier-Stokes após uma média ao longo das escalas de tempo (*Reynolds-averaged Navier-Stokes equations*). Tais equações expressam o princípio da conservação da massa e do *momentum* (GERRITSEN *et al.*, 2007).

Nesta seção serão apresentadas as equações de águas rasas, para a qual a profundidade é considerada como sendo bem menor que as escalas de comprimento horizontal do fenômeno a ser estudado. Sob a consideração de que para acelerações verticais pequenas comparadas com as horizontais, as equações de águas rasas são válidas. Isto significa que a componente vertical da equação do momento é reduzida à relação da pressão hidrostática (GERRITSEN *et al.*, 2007).

As equações de águas rasas tridimensionais hidrostáticas, que por conveniência de apresentação, são dadas em coordenadas cartesianas retangulares na horizontal e em coordenadas σ na vertical (GERRITSEN *et al.*, 2007), são descritas como:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\omega}{d + \eta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + F_u + \frac{1}{(d + \eta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\nu_v \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) \quad (49)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\omega}{d + \eta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + F_v + \frac{1}{(d + \eta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\nu_v \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \quad (50)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = -\frac{\partial \eta}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} [(d + \eta)u] - \frac{\partial}{\partial y} [(d + \eta)v] + H(q_{in} - q_{out}) + P - E \quad (51)$$

em que d equivale a profundidade da água abaixo de uma plano de referência (m); f o parâmetro de Coriolis ($1/s$); $F_{u,v}$ as componentes horizontais das forças externas

(N/m^2) ; u, v, w as componentes x, y, z da velocidade (m/s); ρ a massa específica da água (kg/m^3); ν_ν a viscosidade cinemática turbulenta (m^2/s);

As velocidades verticais ω no sistema de coordenadas σ são computadas a partir da equação da continuidade:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(d + \eta)u] + \frac{\partial}{\partial y} [(d + \eta)v] + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = Q \quad (52)$$

pela integração na vertical do fundo até um nível $\sigma - 1 \leq \sigma \leq 0$. A variável ω é a velocidade vertical relativa ao plano σ em movimento. Ela pode ser interpretada como a velocidade associada aos movimentos ascendentes e descendentes.

A (comparativamente menor) velocidade vertical w no sistema de coordenadas cartesianas $x - y - z$ pode ser expressa nas velocidades horizontais, profundidade, nível da água, e velocidade vertical σ de acordo com (GERRITSEN *et al.*, 2007):

$$w = \omega + u \left(\sigma \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + v \left(\sigma \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + \left(\sigma \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \right) \quad (53)$$

Na Equação 52, Q representa as contribuições por unidade de área devido à descarga (q_{out}) ou à captação (q_{in}) de água, precipitação (P) e evaporação (E):

$$Q = h \int_{-1}^0 (q_{in} - q_{out}) d\sigma + P - E \quad (54)$$

Sob a consideração de águas rasas, a equação da componente vertical do momento é reduzida a equação da pressão hidrostática. As acelerações verticais devido aos efeitos do empuxo e devido às variações abruptas da batimetria não são consideradas (DELFT HYDRAULICS, 2011):

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (55)$$

Após a integração, a pressão hidrostática é dada por:

$$p(z) = p_0 + g\rho_0(\eta - z) \quad (56)$$

Para o transporte de substância e de temperatura é resolvida a equação escalar de transporte advectivo-difusivo no modo transiente. Os fluxos de energia na interface oceano-atmosfera são parametrizados segundo o *Modelo Ocean* (DELFT HYDRAULICS, 2011). São resolvidas também outras duas equações de estado para a massa específica (UNESCO, 1981a) e para a energia interna (em função da temperatura e calor específico a volume constante).

As equações de conservação de quantidade de movimento e de conservação de energia são acopladas através da pressão baroclínica, sendo que o gradiente de pressão total é calculado como:

$$\nabla p = \nabla(p_s + g\rho_0\eta) - g \int_z^\eta \eta \nabla \rho' dz \quad (57)$$

A tensão do vento sobre a superfície do oceano (quando aplicável) foi parametrizada a partir da lei quadrática para a dependência com a velocidade do vento a 10m ($\mathbf{u}_{10}^w$) de altura ($\tau^w = \rho_{air} c_D^w \mathbf{u}_{10}^w |\mathbf{u}_{10}^w|$), em que o coeficiente de arrasto em função da velocidade do vento (c_D^w) foi modificado no código numérico do Delft3D para como proposto por Large & Pond (1981).

A viscosidade turbulenta vertical (ν_v) e horizontal (ν_H) são calculados pelos modelos $\kappa - \varepsilon$ e LES (*Large Eddy Simulation*), respectivamente.

5.2.2. Condições de Contorno e Iniciais

Ao sistema de equações diferenciais apresentado na seção 5.2.1 são aplicadas as condições de contorno para particularização do problema a ser estudado. Neste caso são aplicadas as condições de impenetrabilidade, sendo que no fundo são aplicadas a condição de tensão cisalhante com o fundo em função do gradiente da velocidade

horizontal e os fluxos de difusividade verticais através da superfície livre e do fundo são nulas (RIJN & WALSTRA, 2003). Não foram consideradas também taxas de precipitação ou evaporação.

Junto à costa (contorno fechado) são aplicadas para a velocidade as condições de impenetrabilidade e não deslizamento. Para a fronteira aberta são impostas as condições do tipo Riemann, que relacionam as velocidades normais ao contorno e elevações (VERBOOM & SLOB, 1984). A condição de contorno do tipo Riemann ou invariantes de Riemann baseiam-se no método das características e propagam as curvas características formadas pela elevação e as velocidades normais ao contorno para o domínio computacional. As curvas características são construídas seguindo a relação $R_i = U_n \pm \eta \sqrt{g/d}$, em que U_n representa a velocidade normal ao contorno.

Apesar do elevado nível de dificuldade na implementação deste tipo de condições de contorno, elas apresentam a vantagem de serem fracamente reflexivas, o que diminui em muito as reflexões de ondas curtas no contorno, dispensando a necessidade do uso de camadas esponja.

A temperatura e salinidade foram impostas ao contorno através da condição de contorno do tipo Clamped, ou seja, imposição dos valores físicos das temperaturas e salinidades ao contorno.

A condição inicial para a elevação de superfície e para as velocidades foram do tipo partida a frio na inicialização do modelo numérico, enquanto os campos tridimensionais variáveis no espaço de temperatura e salinidade (quando aplicável) foram impostos como condição inicial (partida quente).

5.2.3. O Modelo Numérico

O sistema de equações diferenciais apresentado nas seções 5.2.1 e 5.2.2 não possui solução analítica possível. Assim, este conjunto de equações foi resolvido numericamente.

Os termos das derivadas espaciais foram discretizadas a partir do método numérico e diferenças finitas atrasadas de terceira ordem para as derivadas horizontais e derivadas centradas de segunda ordem para as derivadas verticais (DELFT HYDRAULICS, 2011).

As derivadas espaciais são solucionadas em uma malha computacional do tipo Arakawa-C (Figura 3). As componentes da velocidade são calculadas nas faces das células e as variáveis escalares (como elevação da superfície, salinidade, temperatura) são calculadas no centro da grade numérica.

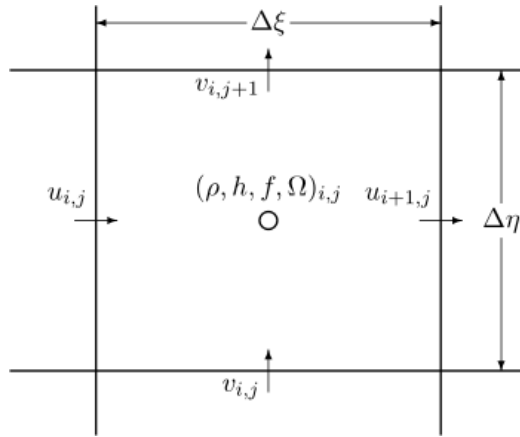


Figura 3 - Exemplo de grade tipo Arackawa-C, mostrando a localização em que são calculadas as velocidades e as variáveis escalares.

Todas as derivadas espaciais na direção vertical do fluido são resolvidas nos centros das células. As derivadas temporais são solucionadas a partir do método ADI (*Alternate Direction Implicit*), em que as derivadas temporais são solucionadas em passos de tempo alternados ($t + 1/2 \Delta t$ e $t + \Delta t$), sendo uma integração totalmente implícita.

5.2.4. Implantação do Modelo Numérico

O modelo numérico foi implantado para a área de estudo (Figura 2). O domínio computacional foi discretizado em um sistema de grades numéricas aninhadas do tipo regular com resoluções de $1/12^\circ$ (grade L1) e $1/36^\circ$ (grade L2), respectivamente. A disposição espacial das grades numéricas é mostrada na Figura 4. Ambas as grades numéricas possuem resolução vertical de 32 camadas cartesianas (coordenadas Z). Para a representação batimétrica foram utilizados dados globais de batimetria com resolução espacial de $30''$ (disponível em <http://www.gebco.net/>).

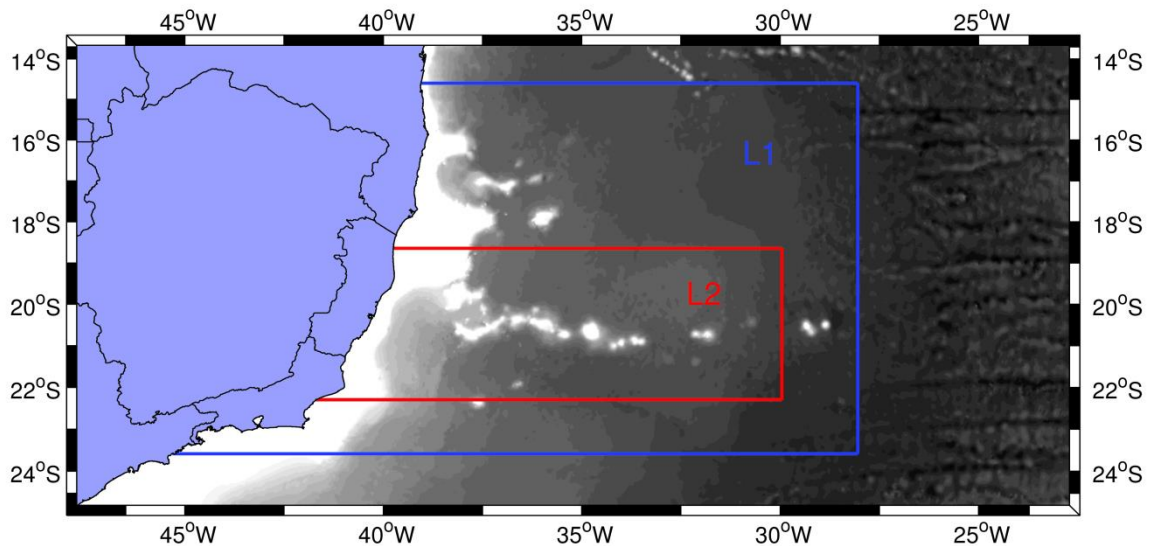


Figura 4- Disposição geográfica das grades utilizadas para o cálculo dos efeitos da maré astronômica barotrópica e baroclínica, superposta à batimetria fornecida pelo GEBCO. A grade mais exterior (L1, em azul) e a grade aninhada (L2, em vermelho), escala da batimetria igual ao da Figura 2.

Para reconstruir os efeitos baroclínicos e barotrópicos devido a maré astronômica foram construídos 3 experimentos: no primeiro foram implantados os efeitos barotrópicos da maré, neste caso foram impostos no contorno apenas as fases e amplitudes dos 11 principais harmônicos de maré (M2, S2, O1, K1, Q1, P1, K2, N2, M4, MN4 e MS4) fornecidos pelo modelo TPXO (EGBERT & EROFEEVA, 2002), impostos na grade L1.

O segundo experimento foi utilizado para testar os efeitos barotrópicos e baroclínicos em conjunto, neste caso além dos 11 principais harmônicos de maré, foram impostos no contorno perfis de temperatura e salinidade constantes na horizontal e variável na vertical (impostos a grade L1).

Os perfis de temperatura e salinidade impostos ao contorno estão localizados na mesma posição em que está localizada a boia do Projeto PIRATA (*Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic*), na longitude de 34° W e latitude de 19° S. São utilizados os resultados do Hycom/NCODA para imposição destes perfis, uma vez que os perfis PIRATA cobrem apenas no máximo até 500m (para temperatura) e 120m (para a salinidade) da coluna d'água.

Neste caso o perfil de temperatura e salinidade foi imposto no contorno é derivado apenas de um ponto a fim de isolar os demais efeitos que poderiam induzir flutuações de massa que não aqueles gerados pela maré, como correntes marinhas, estruturas de massas d'água, etc.

O HYCOM é um modelo de circulação global que utiliza as equações primitivas do movimento e adota coordenadas isopícnais (ρ — *density tracking*) no oceano aberto e, a partir da equação da continuidade por camadas, faz uma transição dinâmica suave deste sistema de coordenadas para o sistema de coordenadas σ (*terrain following*) em regiões mais rasas e para o sistema de coordenadas z para a camada de mistura e/ou oceano estratificado (WALLCRAFT & METZGER, 2009). O sistema de coordenadas híbridas mantém as vantagens significativas de um modelo isopícnal em regiões estratificadas, enquanto permite uma maior resolução vertical próximo à superfície e em regiões costeiras rasas, propiciando uma melhor representação da física do oceano superior.

As análises do HYCOM com resolução horizontal de $1/12^\circ$ no equador (~ 7 km em latitudes médias) são o componente de um sistema operacional de previsão/diagnóstico (HYCOM, 2011). A rodada de $1/12^\circ$ foi configurada com 32 níveis verticais, sendo os dados utilizados para o cálculo dos fluxos de momento e energia na interface ar/água disponibilizados pelo *Navy Operational Global Atmospheric Prediction* – NOGAPS, incluindo tensão e velocidade do vento, fluxos de calor (via *bulk fórmula*) e precipitação. A batimetria adotada é derivada do NRL DBDB, um conjunto de dados com controle de qualidade. O componente final do sistema de previsão/diagnóstico é o NCODA (CUMMINGS, 2005), que é um esquema multivariado de interpolação ótima, usado para assimilar observações superficiais derivadas de satélite, altimetria e dados de temperatura da superfície do mar, e dados de perfilladores, como XBTs, CTDs e flutuadores ARGO (WALLCRAFT & METZGER, 2009).

Para o experimento 2, a condição tipo partida frio foi utilizada para as variáveis hidrodinâmicas, enquanto para a temperatura e salinidade foram utilizados perfis de temperatura e salinidade constantes na horizontal e variável na vertical ao longo de todo domínio, como mostrado na Figura 5.

Finalmente para testar as condições iniciais e de contorno fornecidas ao modelo numérico para a reprodução dos efeitos baroclínicos foi realizado um experimento em que foram incluídos os efeitos baroclínicos, barotrópicos, vento e fluxos de calor. Neste caso foram utilizadas as invariantes de Riemann como condições de contorno (para a velocidade e elevação).

Para o cálculo das invariantes de Riemann foram utilizadas as velocidades e anomalias de elevação fornecidas pelo HYCOM/NCODA interpoladas linearmente para uma resolução horária e as elevações geradas pelo modelo TPXO. As elevações fornecidas pelo modelo TPXO foram somadas as anomalias geradas pelo HYCOM/NCODA e foi

mantido o mesmo número de camadas verticais do modelo HYCOM/NCODA (para evitar interpolação na vertical).

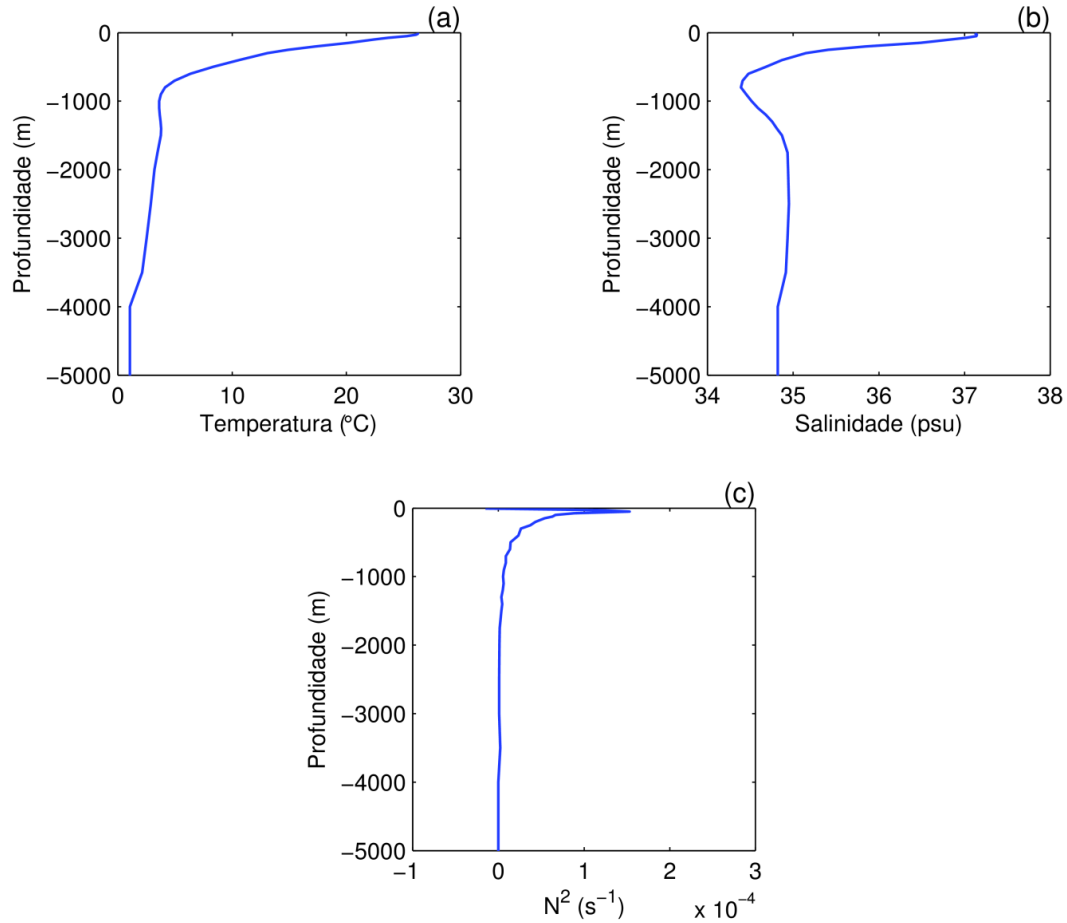


Figura 5 - Perfis de temperatura (a), salinidade (b) e frequência de Brunt-Väisälä utilizados como condição inicial para o experimento considerando os efeitos baroclínicos e barotrópicos da maré.

A temperatura e salinidade fornecidas pelo HYCOM/NCODA também foram interpoladas linearmente e somente impostas a cada seção de contorno da grade numérica (grade L1) – condição de contorno tipo Clamped.

Para o balanço do fluxo de energia na interface oceano/atmosfera foi utilizado o modelo *Ocean* (DELFT HYDRAULICS, 2011), em que o cálculo desse fluxo em consideração as seguintes variáveis atmosféricas: cobertura de nuvens, temperatura do ar, umidade relativa. Os dados dessas variáveis são provenientes das reanálises-II do NCEP (NCEP2), disponíveis gratuitamente no site do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP, <<http://www.ncep.noaa.gov/>>).

Para incluir os efeitos meteorológicos sobre a superfície do oceano foram utilizados dados das componentes zonal e meridional da velocidade do vento e da pressão atmosférica, todos disponibilizados pelas reanálises-do NCEP (NCEP2).

Para o experimento 3, os campos tridimensionais de temperatura e salinidade do HYCOM/NCODA foram impostos como condição inicial e partida a frio para as variáveis hidrodinâmicas (velocidades e elevação da superfície).

Para os experimentos 1, 2 e 3 foi utilizado um aninhamento de grade do tipo *one way*, em que somente a informação gerada pela grade maior (grade L1) é passada para a grade menor (grade L2). Neste caso as invariantes de Riemann são recalculadas para as posições do contorno da grade L2, assim como a temperatura e salinidade (quando aplicável) a partir dos resultados gerados na grade L1.

As condições iniciais para L2 nos experimentos 1, 2 e 3 foram interpoladas a partir dos campos tridimensionais de temperatura e salinidade para estas variáveis físicas (quando aplicável) dos resultados do HYCOM/NCODA e partida a frio para a elevação e a velocidades.

Nos três experimentos numéricos utilizou-se um tempo de aquecimento do modelo (*spin up*) de 10 dias, sendo simulado um período de 21 dias (01 a 21 de dezembro de 2012), para os experimentos 2 e 3 e de três meses (01 de outubro a 01 de janeiro de 2013), para o experimento 1 (tempo este necessário para a realização das análises harmônicas de maré).

5.3. CÁLCULO DA ENERGIA

Para o cálculo das taxas de converção de energia, dissipação e entrada barotrópica foram solucionadas as equações de conservação de energia (Equações 47 e 48). O fluxo de energia barotrópica foi calculado segundo a Equação 36, o fluxo de energia

baroclínica segundo a equação 37 e a taxa de conversão através da Equação 38. As taxas de dissipação barotrópica e baroclínica foram calculadas através do balanço do divergente do fluxo de energia e a conversão de energia. A pressão não hidrostática foi desconsiderada neste trabalho (como em ZILBERMAN *et al.*, 2009). Para o cálculo das transformações de energia utilizou-se um período de 16 períodos de maré, como em Kang (2010) e Kang & Fringer (2012).

Todas as derivadas foram aproximadas numericamente através de expansão por série de Taylor (Equação 58), em que foi mantida segunda ordem de erro de aproximação. Para pontos próximos ao contorno foram utilizadas série de Taylor do tipo atrasada (Equação 59).

$$f(x + \Delta x) = f(x) + \frac{\partial f(x)}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial^2}{\partial x^2} f(x) \frac{\Delta x^2}{2} + \mathcal{O}(\Delta x^3) \quad (58)$$

$$f(x - \Delta x) = f(x) - \frac{\partial f(x)}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial^2}{\partial x^2} f(x) \frac{\Delta x^2}{2} + \mathcal{O}(\Delta x^3) \quad (59)$$

Para o cálculo das flutuações de massa específica e frequência de Bunt-Väisälä foi utilizado o pacote TEOS – *Thermodynamic Equation of Seawater* (IAPWS, 2008; MILLERO *et al.*, 2008).

5.4. VERIFICAÇÃO DO MODELO

Os resultados da maré barotrópica foram comparados com os harmônicos de maré fornecidos pela FEMAR (2000), localizados na área de estudo (Tabela 1). Para esta comparação, as séries temporais geradas pelo modelo numérico foram analisadas através do método de análise harmônica de Fourier.

Neste caso, o domínio do tempo é representado pela série temporal de elevação da superfície do mar e o domínio da frequência pelas fases e amplitudes dos harmônicos de maré (correspondentes aos harmônicos fundamentais da série de Fourier).

Tabela 1 - Estações de maré localizadas na região de estudo em que são disponibilizados pela FEMAR (2000) a magnitudes das fases e amplitudes dos principais harmônicos de maré.

Estação de Maré (n° componentes)	Latitude	Longitude
Rio Doce (36)	19° 39,0' S	39° 50,0' W
Barra do Riacho (36)	19° 50,5' S	40° 03,5' W
Piraquê-Açú (36)	19° 57,3' S	40° 09,0' W
Tubarão (36)	20° 17,1' S	40° 14,5' W
Guarapari (35)	20° 40,0' S	40° 29,9' W
Meaípe (36)	20° 44,7' S	40° 32,2' W
Ponta do Ubú (18)	20° 47,1' S	40° 34,1' W
Barra do Itapemirim (35)	21° 00,4' S	40° 48,5' W

São aplicadas as correções nodais e a interpolação da fase e amplitude para a frequência exata da maré (Franco, 1988; Franco & Harari, 1987; Harari & Camargo, 2003). Foram analisados os 7 principais harmônicos de maré que ocorrem na região de estudo (M2, S2, O1, K1, Q1, K2 e N2).

Uma série temporal de aproximadamente 6 meses de cobertura temporal de elevação da superfície do mar (coletadas a cada uma hora) fornecida pela Samarco Mineração SA para a estação Ponta do Ubú (mas especificamente no Porto de Ubú) também foi utilizada para comparação entre os resultados barotrópicos e os resultados do modelo numérico.

Para comparação da estrutura tridimensional do oceano, foram comparados os resultados do modelo numérico (experimento 3) com os dados do Projeto PIRATA, para a temperatura e salinidade. Este também serve de base para a validação das condições de contorno utilizadas no experimento 2.

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1. VALIDAÇÃO

Os resultados do modelo numérico executado no modo barotrópico foram comparados com os dados de componentes harmônicas fornecidos pela FEMAR (2000) para as estações de monitoramento localizadas na região de estudo (Tabela 1). Foram calculadas os harmônicos de maré através do método de análise harmônica de Fourier, sendo comparados os 7 principais harmônicos de maré encontrados na área de estudo (Tabela 2).

Tabela 2 – Comparação entre os harmônicos fornecidos pela FEMAR (2000) e os harmônicos calculados a partir dos resultados do modelo numérico para as estações localizadas na área de estudo.

	Rio Doce		Estação 01		Barra do Riacho		Estação 02	
	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp (<i>cm</i>)	Fase (°)
M2	39.1	94	42.09	93.16	44.8	84	46.77	95.09
S2	18.9	103	17.51	99.06	21.3	94	22.66	110.90
O1	8.5	95	7.16	107.10	8.2	81	7.61	96.32
K1	4.5	143	5.11	170.63	2.0	188	5.21	154.79
Q1	1.8	72	2.03	93.16	2.1	62	2.90	98.32
K2	5.1	95	6.08	93.3	5.8	94	6.03	93.17
N2	3.9	68	5.11	82.50	3.6	76	6.74	129.12
	Piraquê-Açú		Estação 03		Tubarão		Estação 04	
	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp (<i>cm</i>)	Fase (°)
M2	44.8	84	46.60	82.25	44.2	88	44.05	86.39
S2	21.3	94	19.19	90.48	21.9	92	22.90	94.63
O1	8.2	81	8.47	97.36	9.1	93	9.63	95.66
K1	2	188	4.23	167.12	5.5	159	6.59	154.99
Q1	2.1	62	2.11	68.56	3.1	56	2.65	42.31
K2	5.8	94	5.75	72.42	5.9	92	7.17	98.96
N2	3.6	76	4.95	84.81	9.8	69	8.54	84.81
	Guarapari		Estação 05		Meaípe		Estação 06	
	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp (<i>cm</i>)	Fase (°)
M2	44.2	114	45.82	108.45	45.5	85	44.82	96.75
S2	17.8	98	19.14	92.88	18.8	90	19.14	74.88

Continuação Tabela 2

	Guarapari		Estação 05		Meaípe		Estação 06	
	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp (<i>cm</i>)	Fase (°)
O1	8.3	124	8.44	111.82	10.9	88	8.44	111.82
K1	5.3	159	6.29	159.83	3.9	168	6.19	159.83
Q1	2.1	108	1.96	86.75	2.3	215	1.96	96.75
K2	4.9	98	6.11	93.31	5.1	90	4.86	94.98
N2	6.8	138	4.86	94.98	5.2	84	5.71	121.91
	Ponta do Ubu		Estação 07		Barra do Itapemirim		Estação 08	
	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp (<i>cm</i>)	Fase (°)
M2	45.1	90	44.92	90.49	42.1	95	46.70	88.57
S2	22.1	104	21.05	101.74	19.6	104	23.50	102.02
O1	7.7	102	8.94	98.08	8.1	210	8.87	97.25
K1	4.8	157	5.75	158.14	6.3	173	7.52	155.24
Q1	1.9	46	2.36	75.17	2.0	75	2.32	78.39
K2	6	105	6.08	83.39	5.3	104	8.71	98.31
N2	7.1	97	7.05	96.08	6.3	107	6.84	94.37

Os resultados apresentados na Tabela 2 mostram um razoável ajuste (como em HARARI & CAMARGO, 2003) entre os dados medidos e modelados, os maiores erros foram encontrados na estação de Barra do Itapemirim (4.6 cm para M2 e 3.9 cm para S2), sendo a média do erro de amplitude igual a ~2.5 cm para componente harmônica M2 e menores que 1.2 cm para os outros harmônicos analisados. Os erros podem ser atribuídos aos efeitos locais não representados no modelo numérico, como a presença de rios, já que boa parte das estações de maré fornecida pela FEMAR (2000) está localizada próxima à foz de rios e também à batimetria utilizada.

Além deste, as constantes harmônicas geradas pela FEMAR (2000) são baseadas em séries temporais curtas (aproximadamente um mês de medição para as estações localizadas na área de estudo). Harari & Camargo (1995) mostraram que os resultados gerados com uma série temporal com 46 anos de dados medidos apresentaram desvios

significativos comparados àqueles produzidos pela FEMAR (2000) baseados em um ano de observações, o que também pode ser uma fonte de erro.

Por exemplo, são comparados na Tabela 3 os harmônicos de maré calculados a partir de uma série temporal de elevação de superfície coletada na estação do Ponta de Ubu (Samarco), os resultados do modelo numérico e os dados fornecidos pela FEMAR (2000) para esta estação.

Tabela 3 – Harmônicos de maré relativos aos dados fornecidos pela FEMAR (2000), calculados a partir dos dados medidos em campo (Samarco) e os resultados do modelo numérico para a estação da Ponta do Ubu.

	FEMAR (2000)		Samarco		Modelo	
	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)	Amp. (<i>cm</i>)	Fase (°)
M2	45.1	90	45.87	101.78	44.92	90.49
S2	22.1	104	21.43	114.31	21.05	101.74
O1	7.7	102	10.42	110.3	8.94	98.08
K1	4.8	157	5.91	158.91	5.75	158.14
Q1	1.9	46	2.94	90.15	2.36	75.17
K2	6.0	105	7.93	93.92	6.08	83.39
N2	7.1	97	8.01	107.93	7.05	96.08
P1	1.6	153	2.42	96.9	1.78	163.10
M4	1.1	76	1.67	147.56	1.29	138.11

A comparação entre os dados da FEMAR (2000) e os dados produzidos a partir de uma série temporal mostram que há diferenças significativas de amplitude e fase entre estes, principalmente, para o harmônico semi-diurno K2 ($\sim 2cm$) e o harmônico diurno O1 ($\sim 3cm$) e também diferenças de fase e amplitude para a componente M4, mesmo não estando esta estação de maré próxima a rios e/ou embaiamentos, o que corrobora a tese proposta por Harari & Camargo (1995) que o tamanho da série temporal usada pela FEMAR para estimar os harmônicos de maré pode não ser representativa o cálculo de alguns harmônicos de maré (principalmente aqueles de maior período, como O1, K1, Mf etc).

Os resultados do modo baroclínicos foram comparados com os dados do projeto PIRATA, correspondentes à estação em que são coletados os resultados do modelo Hycom-NCODA como condição de contorno e inicial fornecida ao modelo numérico.

A evolução temporal de 4 perfis de temperatura comparando os dados do fornecidos pelo projeto PIRATA e os resultados do modelo numérico (em que foram simulados os efeitos baroclínicos, barotrópicos, e de transferência de calor e energia na interface água-ar) são mostrados na Figura 6.

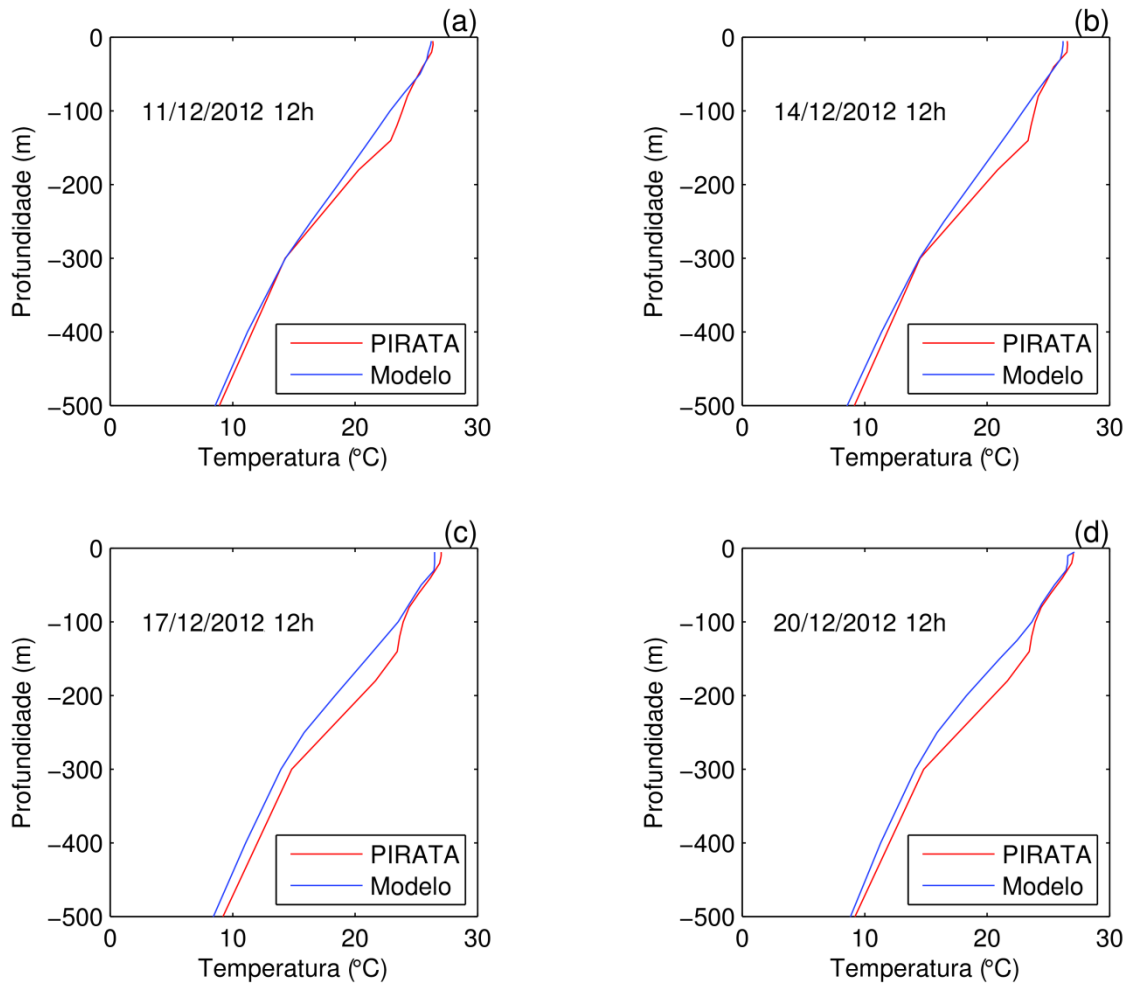


Figura 6 - Perfis verticais de temperatura comparando os dados do projeto PIRATA (em vermelho) e os resultados do modelo numérico (em azul) para os dias 11 (a), 14 (b), 17 (c) e 20 (d) de dezembro de 2012.

As séries temporais de salinidade e de temperatura de ambos modelo numérico e do projeto PIRATA são mostrados na Figura 7 e Figura 8, respectivamente.

Os resultados do modelo numérico mostram que o modelo tende a subestimar a temperatura entre as profundidades de $\sim 150m$ à $\sim 250m$, com uma boa ajuste nas demais profundidades. Este comportamento pode estar intimamente ligado à representação computacional das camadas do oceano.

As séries temporais de salinidade (Figura 7) e temperatura (Figura 8) mostram que o modelo numérico consegue capturar satisfatoriamente as mudanças na estrutura vertical da coluna d'água, com erros menores que $0.2 \text{ } \textit{psu}$ para a salinidade e menores que $1 \text{ } ^\circ\text{C}$ para a temperatura.

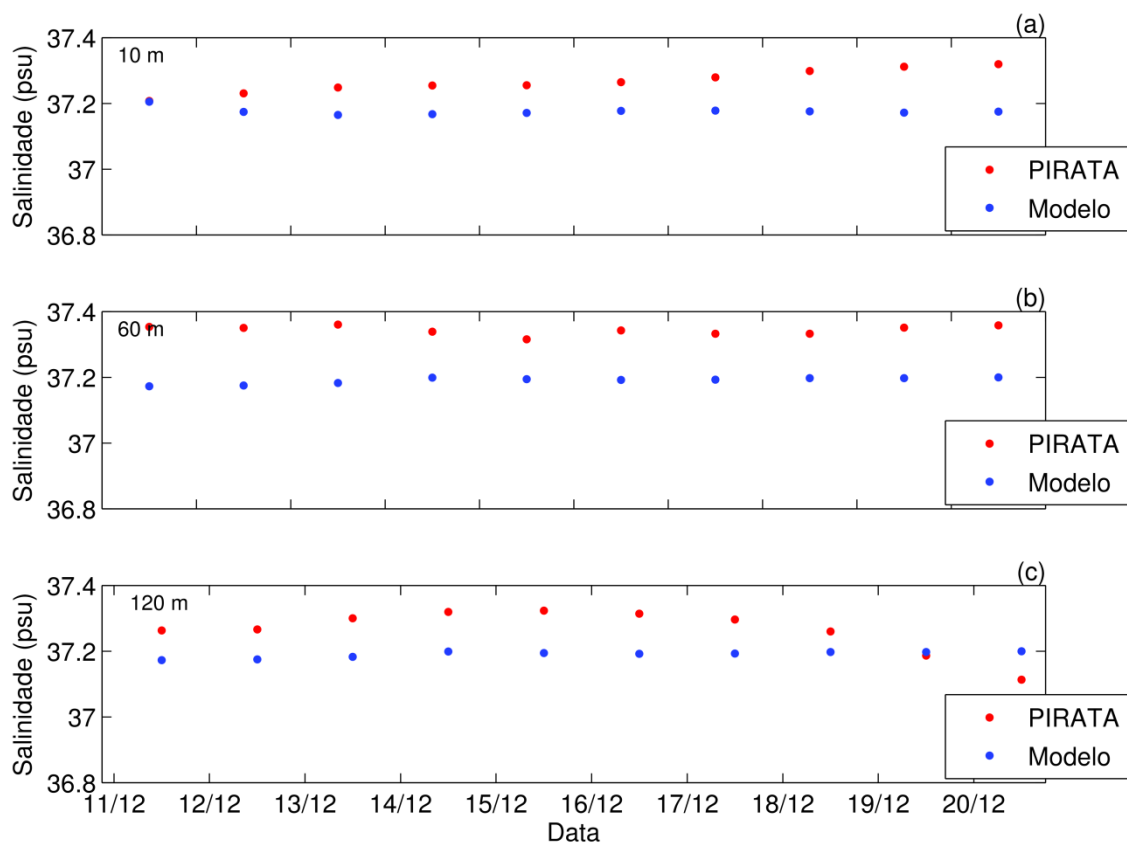


Figura 7 - Série temporal de salinidade comparando os resultados do modelo numérico (em azul) e os dados do projeto PIRATA (em vermelho), para as profundidades de 10 m (a), 60 m (b) e 120 m (c) para o ano de 2012.

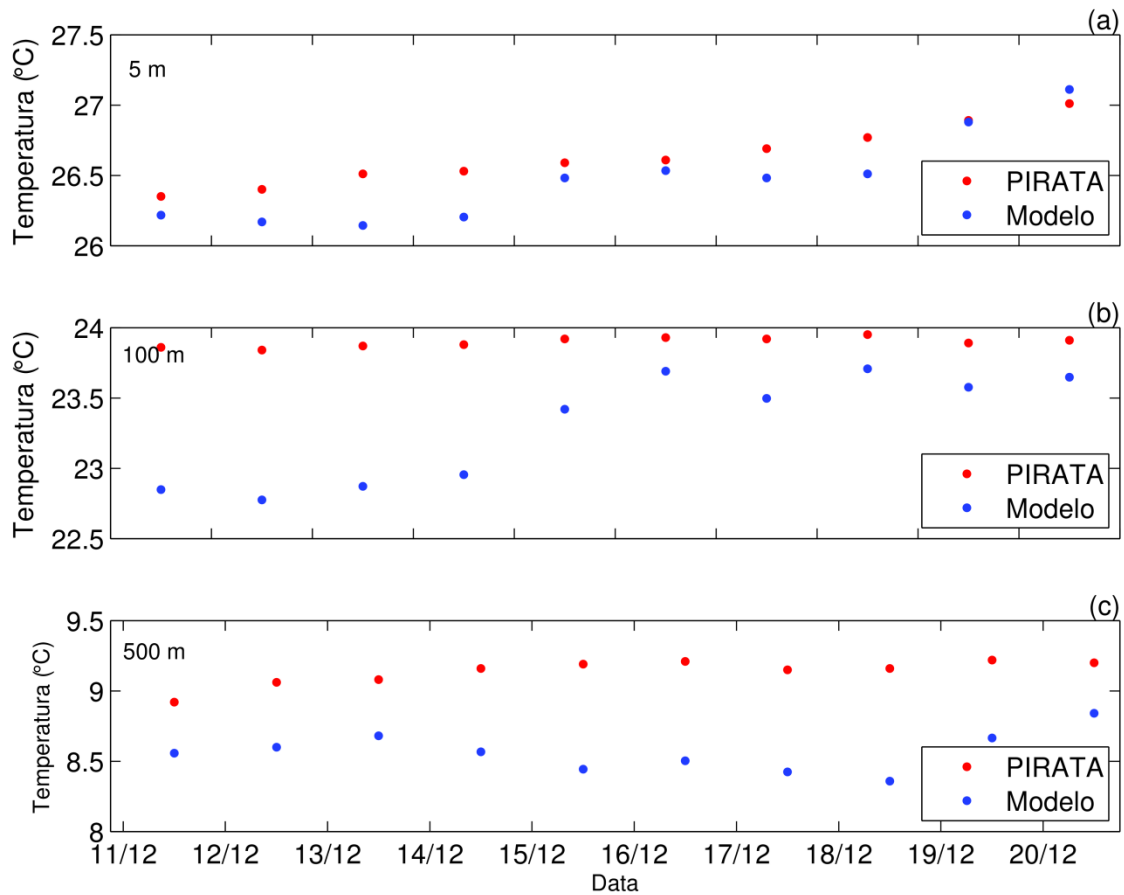


Figura 8 - Série temporal de temperatura comparando os resultados do modelo numérico (em azul) e os dados do projeto PIRATA (em vermelho), para as profundidades de 10 m (a), 100 m (b) e 500 m (c) para o ano de 2012.

Para a salinidade foi praticamente constante durante o período analisado para todas as profundidades analisadas (Figura 7.a, Figura 7.b e Figura 7.c), enquanto para a temperatura os maiores erros foram encontrados em profundidades maiores que 100m (Figura 8.b) e 500m (Figura 8.c), com erro entre 0.5 °C e 0.8 °C, já para a série temporal localizada à 5m (Figura 8.a) o erro foi menor que 0.4 °C.

Estes erros estão provavelmente relacionados à discretização vertical utilizada e também aos dados de vento e demais forçantes atmosféricas utilizadas para forçar o modelo numérico. Mesmo com algumas discrepâncias, os resultados encontrados neste trabalho mostram que o modelo numérico, junto com as especificações usadas é capaz de fornecer de forma satisfatória os processos induzidos pela maré astronômica na região de estudo.

6.2. MARÉ BAROTRÓPICA

A maré barotrópica neste trabalho foi dividida nas duas principais componentes diurnas (O1 e K1) e nas duas principais componentes semi-diurnas (M2 e S2) que ocorrem na região de estudo.

6.2.1. Maré Semi-diurna

Os resultados do modelo mostram que a amplitude da componente harmônica M2 varia entre 39.8 cm e ~63 cm dentro da região modelada (Figura 9.a), sendo esta a componente mais energética dentro do espectro da maré na região de estudo.

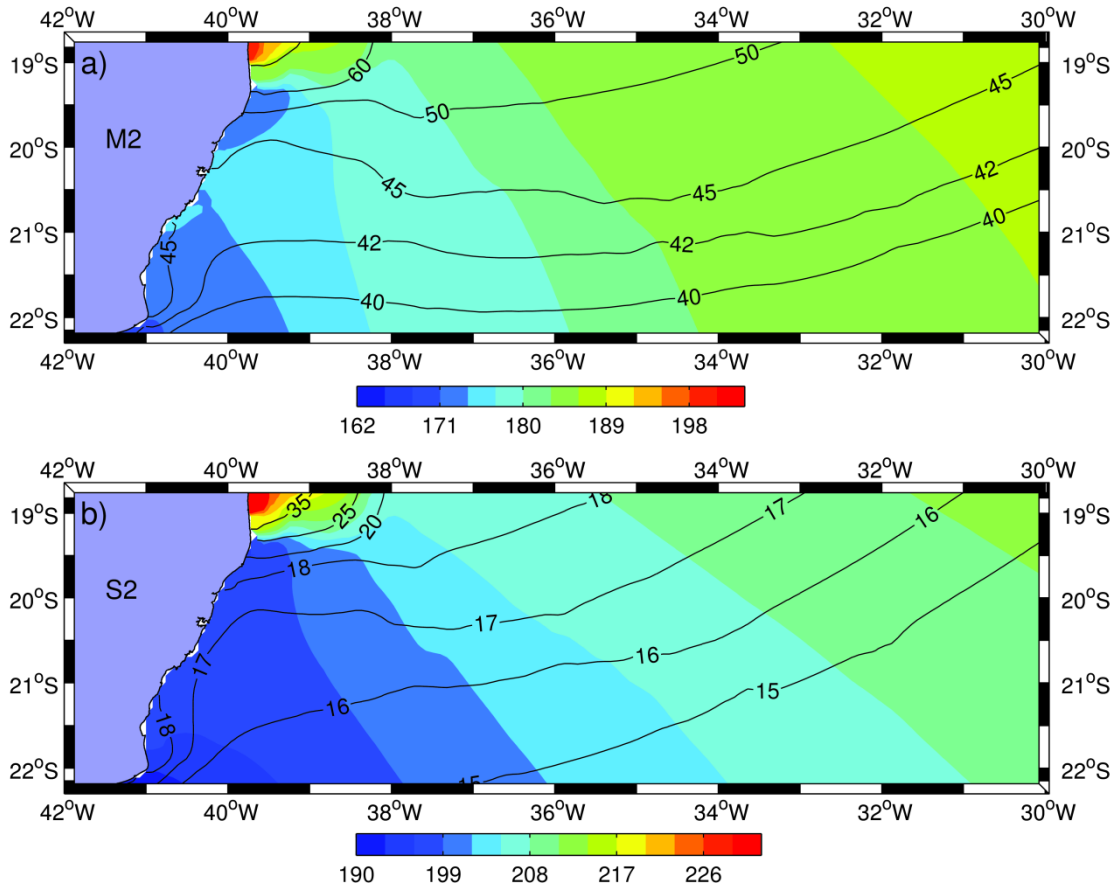


Figura 9 - Mapa de co-fase (cor), em °GMT e co-amplitudes (linhas sólidas), em *cm* para as componentes harmônicas semi-diurnas M2 (a) e S2 (b).

As maiores amplitudes de maré são encontradas na região que compreende o Banco de Abrolhos, que estão relacionadas à amplificação da maré devido a presença desta feição geomorfológica.

A componente harmônica M2 é essencialmente progressiva, com variações de fase de 162° a 204° e propagação no sentido de sudoeste-nordeste. É possível notar um atraso da onda de maré provocado pela presença do Banco de Abrolhos, onde são encontradas as maiores magnitudes das fases. As linhas de co-amplitude da componente M2 (Figura 9.a) apresentam alinhamento zonal, com crescimento de magnitude no sentido de sul para norte.

A magnitude máxima do semi-eixo maior das elipses de maré para a componente harmônica M2 é de ~ 80 cm/s, estes valores são encontrados na região do Banco de Abrolhos, associadas principalmente a amplificação da maré nesta região.

Outra característica importante observada nos mapas de elipses de maré para a componente harmônica M2 (Figura 10.a) é a presença de grandes velocidades associadas a presença da Cadeia Vitória-Trindade., onde são encontradas velocidades do semi-eixo maior equivalentes a ~ 20 cm/s. O semi-eixo menor possui magnitude máxima de ~ 12 cm/s, relacionadas também à presença do Banco de Abrolhos e da Cadeia Vitória-Trindade. Nas demais regiões do oceano as magnitudes das velocidades da maré são desprezíveis.

Sobre a plataforma continental as elipses de maré estão polarizadas no sentido anti-horário, com algumas elipses em regiões próximas à costa girando no sentido horário, principalmente na região sul da área de estudo e sobre o Banco de Abrolhos. Este efeito já foi observado em Viégas (2006), contudo a resolução espacial da malha computacional utilizada no presente trabalho não permitiu capturar com exatidão este fenômeno.

Na Figura 11 são mostrados as seções verticais de eixo maior, eixo menor, fase e inclinação da maré barotrópicas para a latitude de $\sim 21^\circ$ S (na localização aproximada da Cadeia Vitória-Trindade). Esta seção foi escolhida por se localizar em uma região em que ocorrem as maiores variações geomorfológicas.

As maiores magnitudes do semi-eixo maior (Figura 11.a) e semi-eixo menor (Figura 11.b) estão localizadas sobre o Monte Davis (longitude de $\sim 34.8^\circ$ S) e sobre a plataforma continental, alcançando ~ 13 cm/s e ~ 5.1 cm/s, respectivamente. Em oceano aberto a fase da componente harmônica M2 varia de $\sim 100^\circ$ a $\sim 125^\circ$ (Figura 11.c), sendo que os maiores atrasos de fase ($\sim 185^\circ$) encontrados na região de montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade.

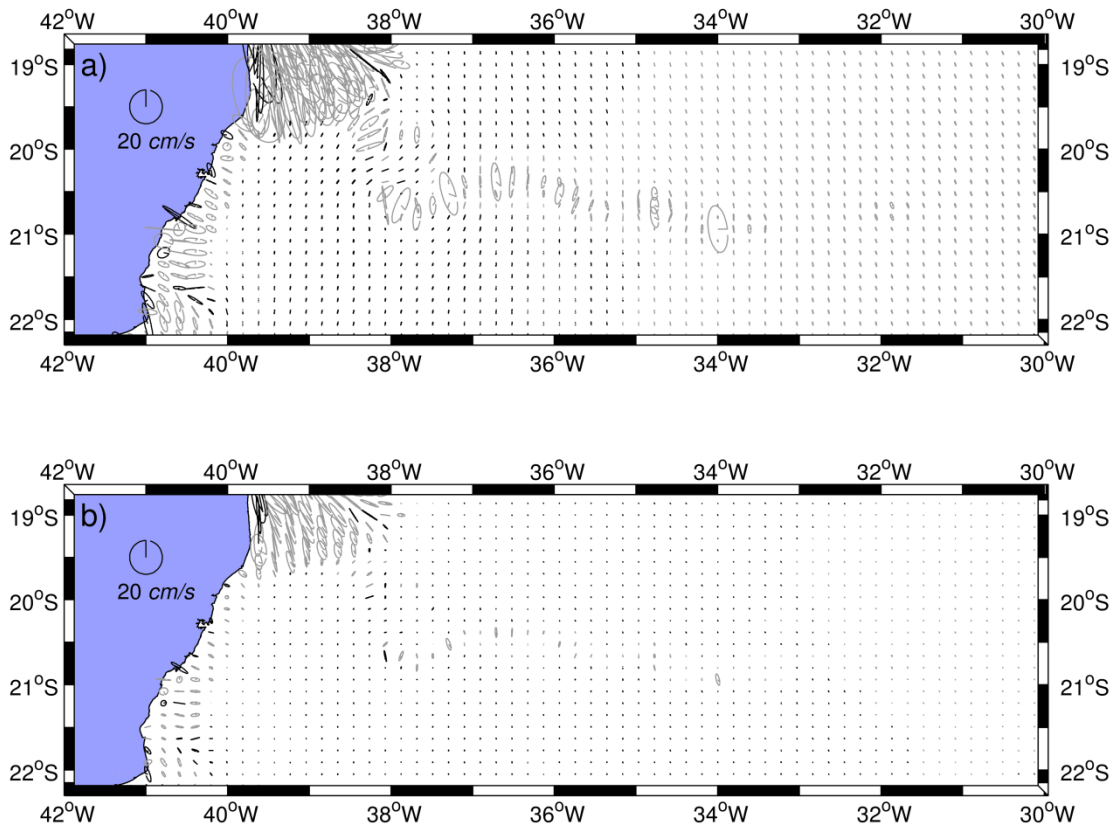


Figura 10 - Elipses de maré para as componentes harmônicas M2 (a) e S2 (b) em cm/s. Elipses em cor cinza giram no sentido anti-horário e em cor preta no sentido horário.

Os resultados mostram que a inclinação das elipses (Figura 11.d) é praticamente constante ao longo da profundidade (com variação menor que 5°), exceto para a região sobre a plataforma continental e o Banco Davis, em que são observadas variações de inclinação de até 50° ao longo da profundidade.

A mudança de inclinação observada sobre o Banco Davis está provavelmente ligada à interação da maré barotrópica com esta feição geomorfológica. Este banco submarino é

um dos mais extensos e menos profundo ao longo da área de estudo e livres interferência lateral (outros bancos e/ou montes submarinos), que faz com que as velocidades barotrópicas mudem de direção. Na longitude de 37.5° W há uma mudança brusca de na inclinação ($\sim 70^\circ$ de diferença), que está ligado à mudança no sentido de giro das elipses nesta região.

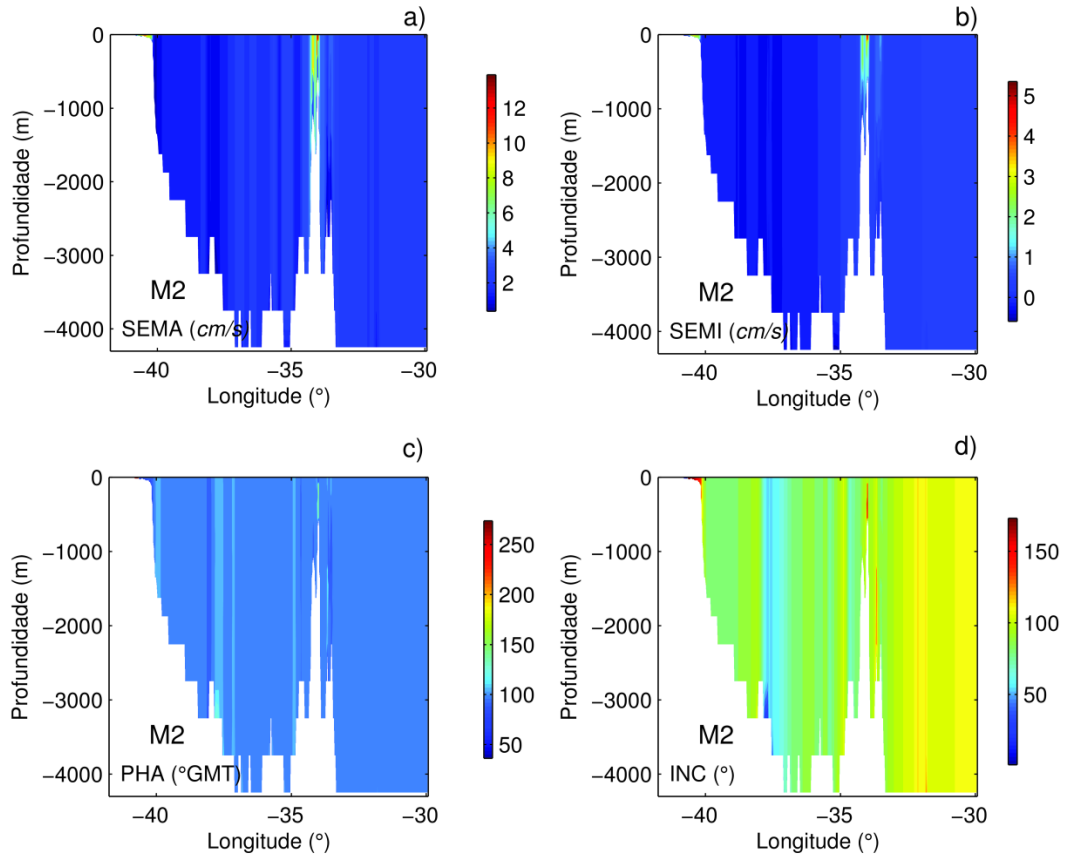


Figura 11 - Semi-eixo maior (a) em cm/s , semi-eixo menor (b) em cm/s , fase (c) em $^\circ GMT$ e inclinação (d) em $^\circ$ da componente harmônica M2, para uma seção vertical localizada na latitude de $\sim 21^\circ$ S

A distribuição de amplitudes e fases da componente harmônica S2 (Figura 10.b) tem comportamento semelhante ao apresentado pela componente harmônica M2, Quaresma & Pichon (2011) mostraram que para certas latitudes a semelhança em comportamento entre os harmônicos de maré que pertencem a mesma banda de frequência está ligado ao período inercial ($T = 2\pi/f$).

Para latitudes maiores que $\sim 30^\circ$ N ou $\sim 30^\circ$ S o período inercial divide as duas principais bandas do espectro de maré em dois grupos distintos - supra-inercial

(componentes diurnas) e sub-inercial (componentes semi-diurnas), assim os harmônicos semi-diurnos M2, S2, K2, N2 possuem o comportamento semelhante entre si, diferindo em magnitude de fase e amplitude e pequenas mudanças nas linhas cotidais e de maneira análoga os harmônicos diurnos (O1, K1, Q1, P1) também apresentarão o mesmo comportamento.

Porém a região de estudo está localizada entre as latitudes de 18.8° S e 22.2° S e possui período inercial entre $\sim 31h$ e $\sim 37h$. Como os harmônicos semi-diurnos têm período igual a $\sim 12h$ e nos harmônicos diurnos o período é igual $\sim 24h$, não há uma divisão dos principais harmônicos em grupos distintos (supra-inercial e sub-inercial) para esta região de estudo (essencialmente tanto os harmônicos semi-diurnos quanto os harmônicos diurnos são do tipo sub-inercial).

Battisti & Clarke (1982) mostraram como que a velocidade e elevação estão relacionadas com a frequência dos harmônicos de maré. Assim a semelhança de comportamento entre os harmônicos semi-diurnos (banda de frequência entre $\sim 21.7 \mu\text{Hz}$ e $\sim 24 \mu\text{Hz}$) para a região de estudo está provavelmente ligado ao fato que estes harmônicos de maré estarem na mesma banda de frequência no espectro de maré, por analogia os harmônicos diurnos (banda de frequência entre $\sim 10 \mu\text{Hz}$ e $\sim 12,4 \mu\text{Hz}$) apresentarão também mesmo comportamento entre si.

A componente harmônica S2 é essencialmente progressiva (como mostrado pelo mapa de co-fases na Figura 10.b) na região na região de estudo, com sentido de propagação de sudoeste-nordeste e variação de fase entre 190° e 232° .

A amplitude desta componente harmônica varia entre 14.6 cm a $\sim 36 \text{ cm}$ em toda a região de estudo. As maiores amplitudes estão localizadas, assim como para componente harmônica M2, sobre a região do Banco de Abrolhos, onde estão localizados também os maiores atrasos de fase.

Assim como a componente M2, as elipses de maré relativas à componente harmônica S2 (Figura 10.b) parecem estar polarizadas pela presença da plataforma continental, que faz com que as elipses tenham sentido de rotação (sentido anti-horário) diferente daquele apresentado em oceano aberto.

A magnitude máxima do semi-eixo maior das elipses de maré é igual a $\sim 30 \text{ cm/s}$ ($\sim 40\%$ da magnitude do correspondente para a componente harmônica M2) e o semi-eixo menor possui máxima magnitude de $\sim 5 \text{ cm/s}$, esses máximos estão localizados sobre o Banco de Abrolhos. Em algumas regiões próximas à costa há a presença de elipses com sentido anti-horário de rotação, assim como observado na componente harmônica M2.

Na seção vertical para a latitude de $\sim 21^\circ \text{ S}$ (Figura 12), o comportamento espacial do semi-eixo maior, semi-eixo menor, fase e inclinação para a componente harmônica S2 tem comportamento semelhante àquele apresentado pela componente harmônica M2.

As velocidades máximas do semi-eixo maior (Figura 12.a) e semi-eixo menor (Figura 12.b) são respectivamente $\sim 4 \text{ cm/s}$ e $\sim 1.2 \text{ cm/s}$, aproximadamente $\frac{1}{4}$ da magnitude do semi-eixo maior e semi-eixo menor para a componente harmônica M2. Estes máximos estão localizados sobre a plataforma continental e sobre o Banco Davis.

A fase (Figura 12.c) e inclinação (Figura 12.d) têm comportamento semelhante ao apresentado pela componente harmônica M2, com variação de fase de 50° - 255° (sendo os maiores atrasos de fase encontrados sobre a plataforma continental). Na longitude de $\sim 37.5^\circ \text{ W}$ também há uma mudança brusca na inclinação ($\sim 90^\circ$ de diferença), observada também na região de montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade.

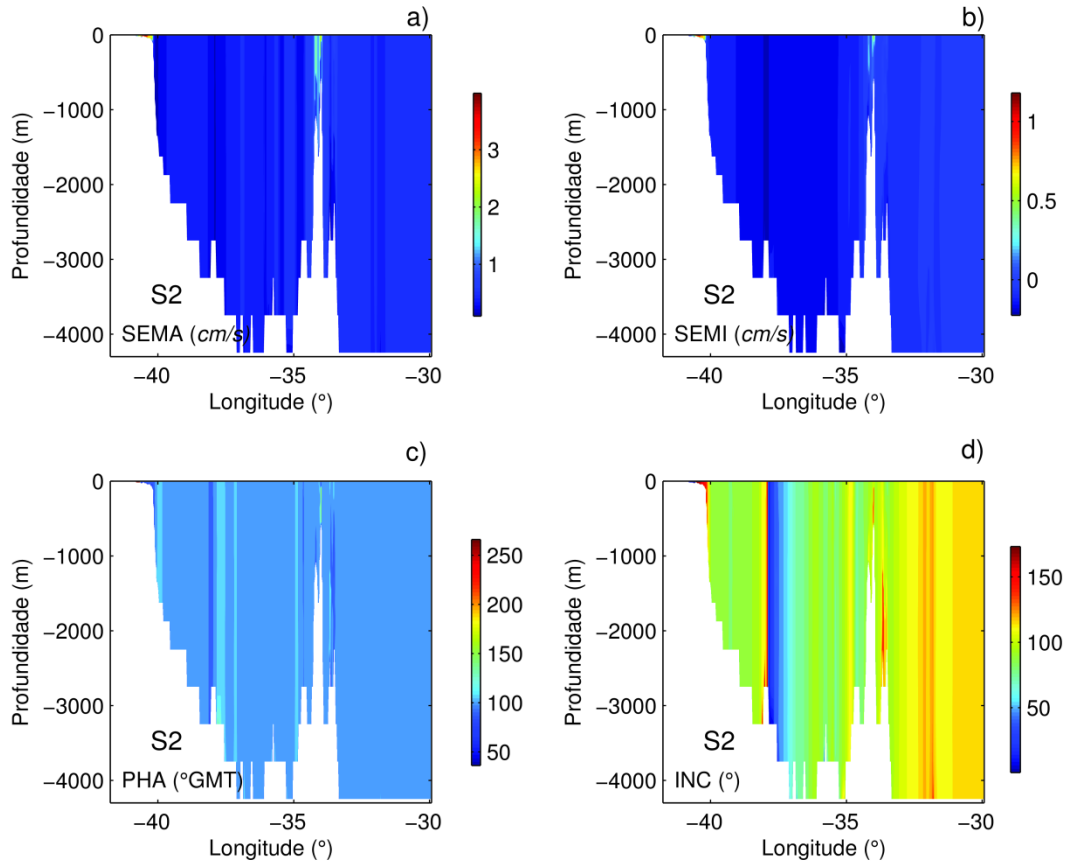


Figura 12 - Semi-eixo maior (a) em cm/s, semi-eixo menor (b) em cm/s, fase (c) em °GMT e inclinação (d) em ° da componente harmônica S2, para uma seção vertical localizada na latitude de $\sim 21^\circ$ S

6.2.2. Maré Diurna

As componentes harmônicas diurnas estão localizadas na banda em torno de $\sim 12 \mu\text{Hz}$ dentro do espectro da maré e também possuem o mesmo comportamento entre si. Neste trabalho são utilizados os harmônicos mais representativos desta banda do espectro para a área de estudo – O1 e K1.

A componente harmônica O1 possui a maior amplitude dentro da banda do espectro correspondente aos harmônicos diurnos, com variação de amplitude entre $\sim 5.5 \text{ cm}$ a $\sim 9.5 \text{ cm}$ para toda a região de estudo. A distribuição de co-fases (Figura 13.a) mostra que a onda de maré correspondente a componente harmônica O1 é essencialmente progressiva em todo o domínio de simulação, viajando na direção de sul para norte.

A variação de fase é de $\sim 130^\circ$ a $\sim 160^\circ$ para toda a região de estudo, com as maiores magnitudes localizadas ao norte da área de estudo, próximo ao Banco de Abrolhos. A distribuição de fases e amplitudes mostra que as fases são, em exceção à plataforma continental, essencialmente paralela em relação aos paralelos terrestres, enquanto as co-amplitudes são praticamente ortogonais aos paralelos terrestres.

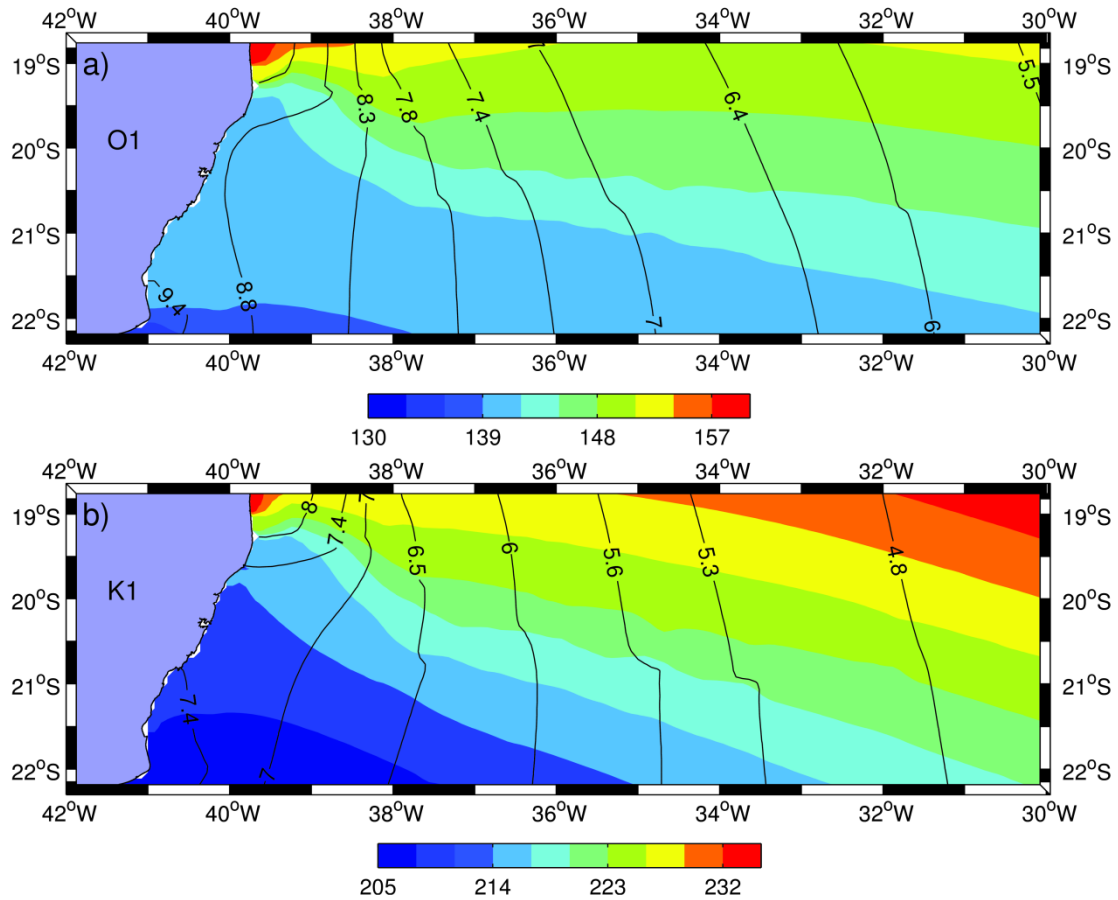


Figura 13 - Mapa de co-fase (cor), em $^\circ\text{GMT}$ e co-amplitudes (linhas sólidas), em cm para as componentes harmônicas diurnas O1 (a) e K1 (b).

As elipses de maré para a componente harmônica O1 (Figura 14.a) possuem polarização no sentido anti-horário de rotação sobre a plataforma continental, enquanto a região oceânica entre a plataforma continental e o monte Besnard as elipses giram no sentido horário, e nos restante da região de estudo possuem sentido de giro horário.

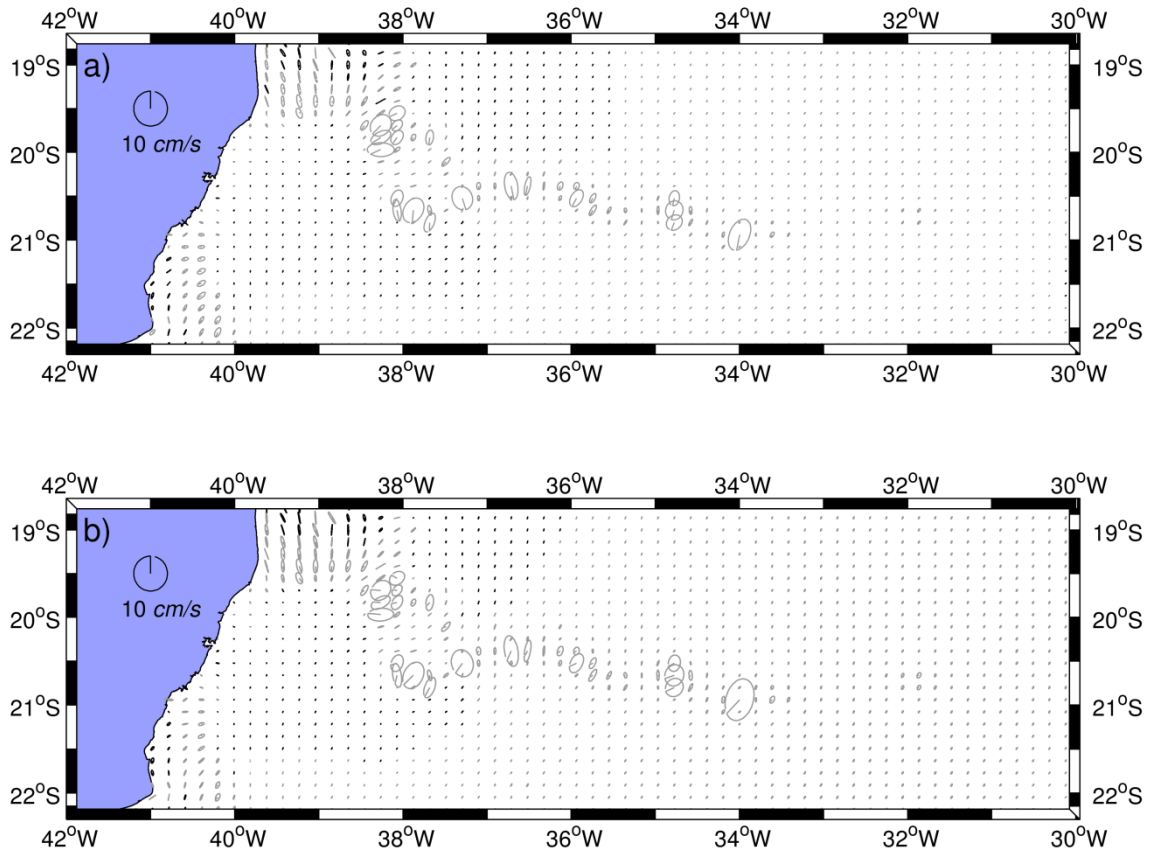


Figura 14 - Elipses de maré para as componentes harmônicas O1 (a) e K1 (b) em cm/s . Elipses cinza giram no sentido anti-horário e as em cor preta no sentido horário.

As maiores magnitudes das elipses estão localizados sobre os montes submarinos que formam a Cadeia Vitória-Trindade, nesta região a magnitude do semi-eixo maior das elipses alcança valores de $\sim 8 \text{ cm/s}$ e de semi-eixo menor $\sim 7 \text{ cm/s}$, esses valores fazem com que as elipses possuam forma praticamente circular. Sobre a plataforma continental a magnitude das elipses de maré igual a aproximadamente 2 cm/s para o semi-eixo maior, enquanto o semi eixo menor possui magnitude máxima de $\sim 1.2 \text{ cm/s}$.

Os resultados mostram que, para a seção vertical localizada na altura da Cadeia Vitória-Trindade, as maiores magnitudes do semi-eixo maior (Figura 15.a) e semi-eixo menor (Figura 15.b) estão localizadas sobre o Monte Davis, com magnitude de 4 cm/s e $\sim 2.1 \text{ cm/s}$, respectivamente.

A distribuição de fases nesta seção (Figura 15.c) em oceano aberto (após a quebra da plataforma continental) tem pequena variação, com as maiores variações entre a quebra

da plataforma continental e a longitude de ~ 37.5 W. Sobre o talude continental ocorrem as maiores variações de fase.

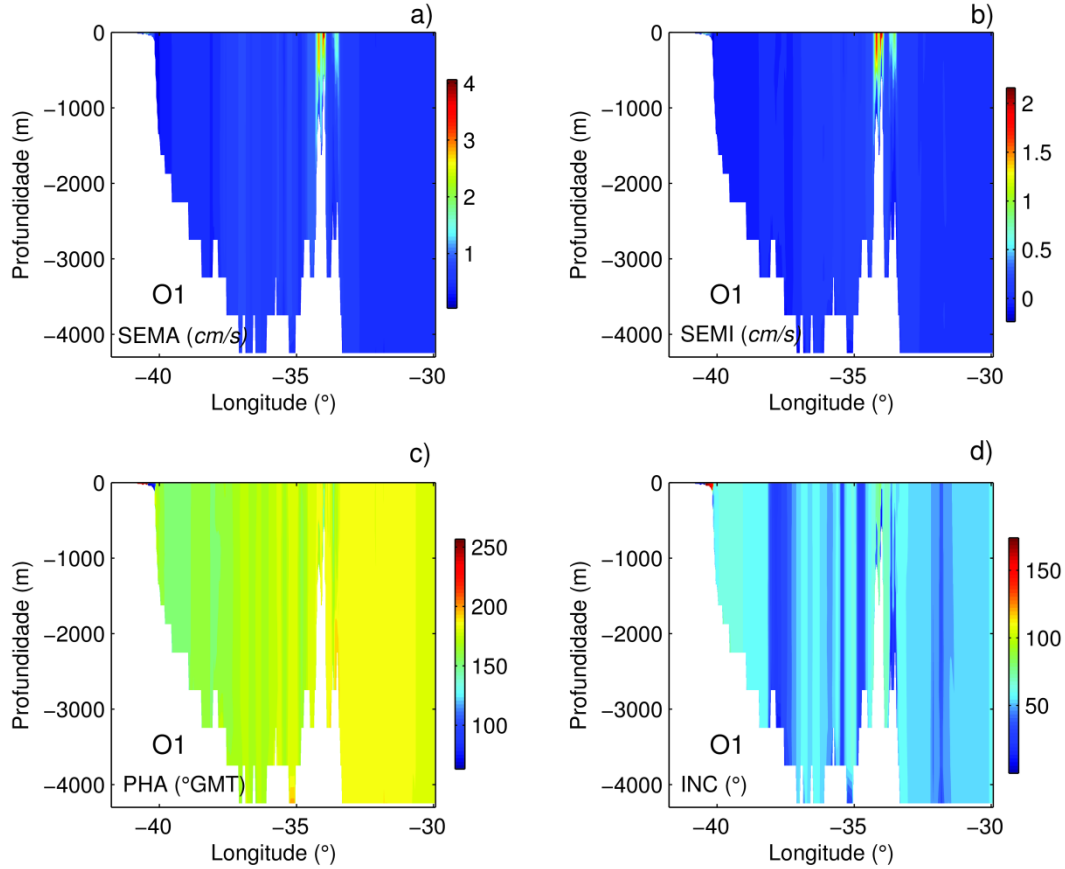


Figura 15 - Semi-eixo maior (a) em cm/s, semi-eixo menor (b) em cm/s, fase (c) em $^{\circ}$ GMT e inclinação (d) em $^{\circ}$ da componente harmônica O1, para uma seção vertical localizada na latitude de $\sim 21^{\circ}$ S.

A inclinação (Figura 15.d) tem uma forte mudança na transição do oceano aberto para a quebra da plataforma continental (de $\sim 60^{\circ}$ para $\sim 160^{\circ}$), mudanças significativas são observadas na longitude $\sim 37.5^{\circ}$ W e sobre o Banco Davis (com diferenças de inclinação de $\sim 10^{\circ}$), para o restante do oceano a inclinação tem comportamento quase constante.

A componente harmônica K1 tem comportamento semelhante àquele apresentado pela componente harmônica de maré O1, porém, como mostrado na Figura 13.b, as co-fases são essencialmente ortogonais à linha de costa e as linhas de co-amplitude estão alinhadas ortogonalmente as latitudes.

As amplitudes na área de estudo variam entre ~ 4.6 *cm* a ~ 8.2 *cm*, com as maiores amplitudes situadas sobre o Banco de Abrolhos, como mostrado pela distribuição de fases e amplitudes (Figura 13.b). Nas regiões localizadas em pontos onde há a presença de montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade é possível uma descontinuidade das linhas de co-amplitudes, o que também é observado na componente harmônica O1, em menor escala.

As fases da componente harmônica K1 (Figura 13.b) variam entre $\sim 205^\circ$ a $\sim 235^\circ$, com propagação de sul para norte, assim como a componente harmônica O1. As maiores magnitudes da fase são encontradas ao norte da região de estudo e sobre o Banco de Abrolhos.

As elipses de maré da componente harmônica K1 (Figura 14.b) seguem distribuição semelhante daquela apresentada pelo harmônico de maré O1, magnitude do semi-eixo maior das elipses alcança valores de ~ 10 *cm/s* e de semi-eixo menor de ~ 7 *cm/s*. A polarização das elipses desta componente harmônica segue a mesma distribuição apresentada pela componente harmônica O1.

O comportamento para o semi-eixo maior, semi-eixo menor, fase e inclinação para a seção localizada na Cadeia Vitória-Trindade (Figura 16) têm distribuição semelhante ao apresentado pela componente harmônica O1, neste caso a magnitude do semi-eixo maior (Figura 16.a) e semi-eixo menor (Figura 16.b) possuem máximas magnitudes superiores às encontradas na componente harmônica O1, com valores de ~ 5.1 *cm/s* e ~ 3 *cm/s*, respectivamente.

As distribuição espacial das fases e das inclinações para a componente harmônica K1 é qualitativamente igual ao apresentado na componente O1, quantitativamente as magnitudes das fases e inclinações tem a mesma ordem de grandeza da componente O1, variando de $\sim 100^\circ$ a $\sim 280^\circ$ para as fases e de $\sim 10^\circ$ a $\sim 160^\circ$ para a inclinação. As

características como mudanças bruscas de inclinação e atrasos de fase são iguais para ambas componentes (O1 e K1).

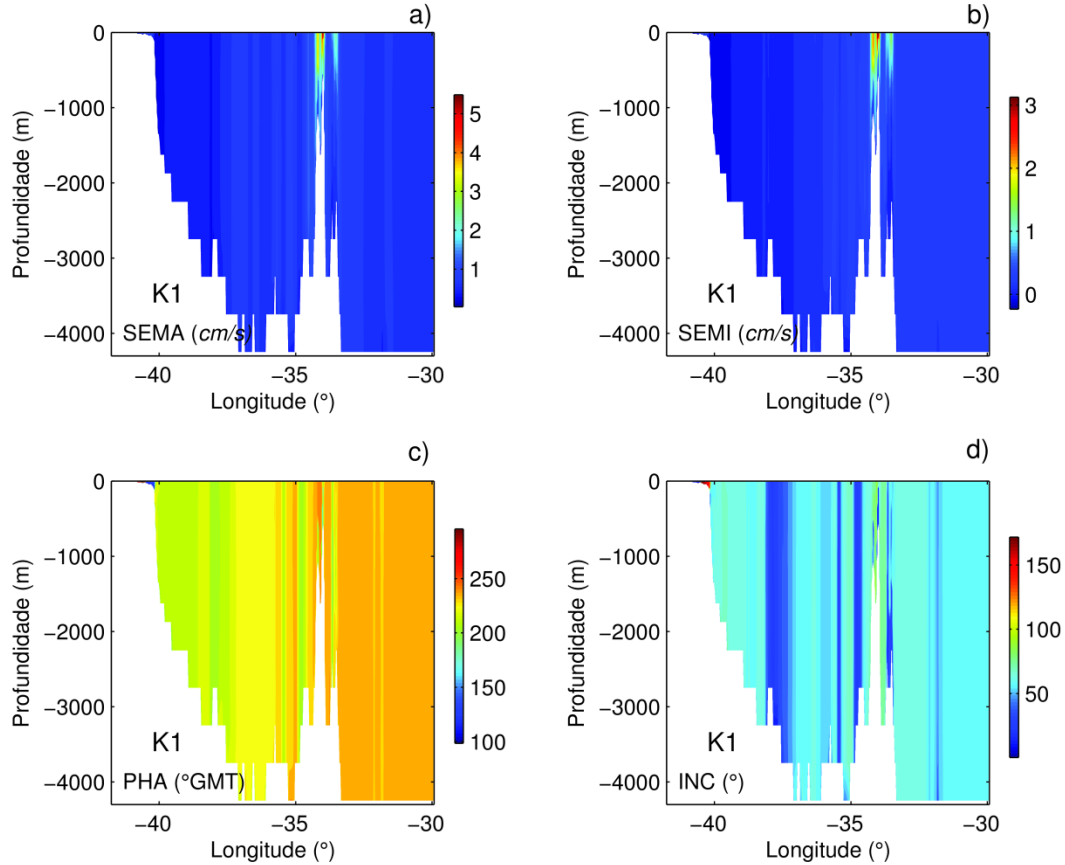


Figura 16 - Semi-eixo maior (a) em cm/s, semi-eixo menor (b) em cm/s, fase (c) em °GMT e inclinação (d) em ° da componente harmônica O1, para uma seção vertical localizada na latitude de $\sim 21^\circ$ S.

6.3. MARÉ BAROCLÍNICA

A interação da maré barotrópica e das componentes baroclínicas com a morfologia de fundo gera a maré baroclínica. Esta interação é conhecida como conversão e segue a equação de conservação energia (Equações 47 e 48).

Como mostrado nos trabalhos analíticos de Lamb & Kim (2012), Chen *et al.* (2013) e nos estudos de caso de Niwa & Hibiya (2004), Carter (2008), Qian *et al.* (2010) as maiores taxas de conversão de energia barotrópicas em baroclínica acontecem em regiões em que há a presença de ilhas, montes submarinos e/ou cânions. Na região de estudo há a presença do conjunto de montes submarinos que forma a cadeia Vitória-

Trindade responsável por grande parte da transformação da energia (como mostrado na Figura 17).

A magnitude máxima da conversão de energia é igual a $\sim 0.04 \text{ W/m}^2$, valores estes encontrados principalmente na região dos montes submarinos da cadeia Vitória-Trindade. A região entre o Banco de Abrolhos e o Monte Davis é outro importante local em que ocorre conversão de energia. Porém estes locais de conversão de energia correspondem apenas a pequenas extensões da área modelada.

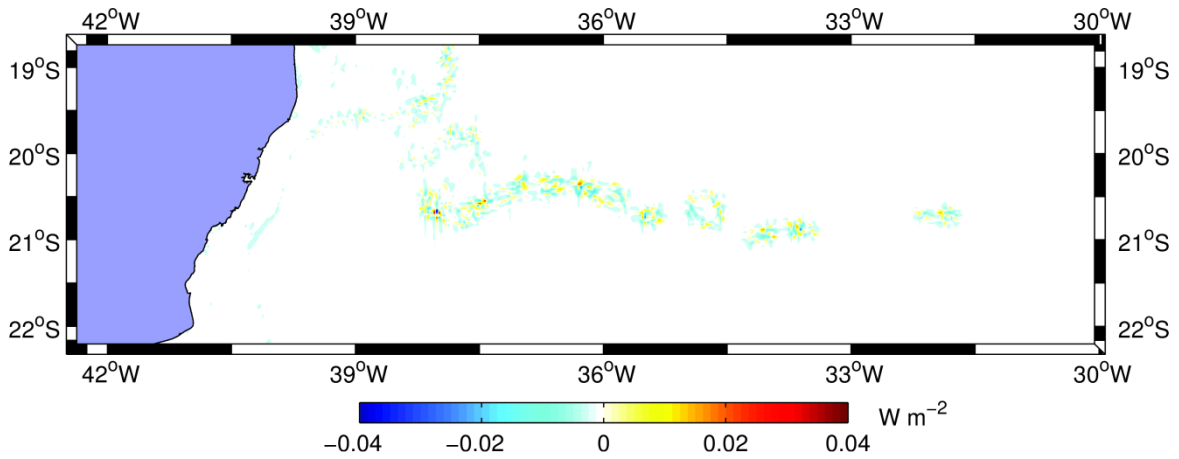


Figura 17 - Média temporal da taxa de conversão de energia barotrópica para baroclínica integrada na vertical para a região de estudo. Unidade em W/m^2 .

Valores positivos de taxa de conversão indicam que a energia está sendo transferida da maré barotrópica em baroclínica, enquanto valores negativos indicam que o trabalho está sendo realizado pela maré baroclínica para a maré barotrópica (ZILBERMAN *et al*, 2009; CARTER, 2010). Nas outras regiões da área de estudo a conversão de energia é praticamente desprezível.

Na Figura 18 são mostrados os valores de energia barotrópica potencial, cinética e total integrados no tempo e espaço para a área de estudo calculada segundo mostrado por Longuet-Higgins (1968).

A energia cinética (Figura 18.b) na área de estudo varia entre $\sim 0 \text{ kJ/m}^2$ a $\sim 6.3 \text{ kJ/m}^2$, com distribuição espacial que segue os contornos batimétricos, enquanto a energia

potencial (Figura 18.b) segue a distribuição de amplitudes dos harmônicos de maré semi-diurnos, com magnitude entre $\sim 0.6 \text{ kJ/m}^2$ a $\sim 6.5 \text{ kJ/m}^2$.

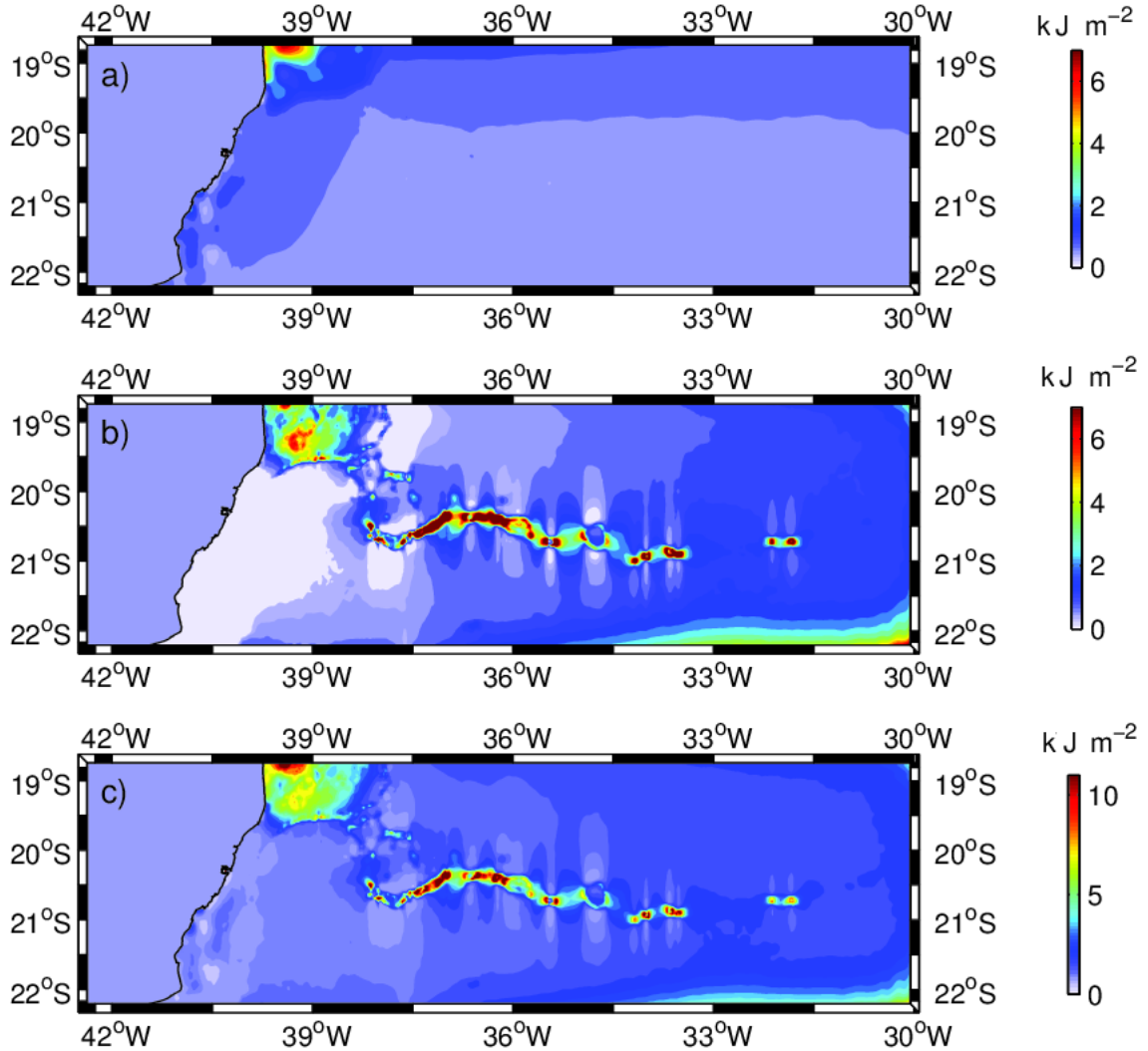


Figura 18 - Energia barotrópica potencial (a), cinética (b) e total (c) integrada no tempo e espaço segundo Longuet-Higgins (1968). Unidades em kJ/m^2 .

Na região de estudo o fator de forma ($f = (O1 + K1)/(M2 + S2)$), varia entre 0.18 a 0.24, o que caracteriza um regime de maré semi-diurna. Como a distribuição da energia potencial é basicamente controlada pela elevação e esta é controlada pelos harmônicos semi-diurnos, logo a distribuição da energia potencial será semelhante a aquela apresentada pelos harmônicos semi-diurnos, este mesmo comportamento foi observado por Harari & Camargo (2003).

A energia total (Figura 18.c) na área de estudo, correspondente a soma da energia cinética e potencial, tem magnitudes entre $\sim 0.7 \text{ kJ/m}^2$ e 13 kJ/m^2 , com as maiores magnitudes na plataforma continental ao na região do Banco de Abrolhos e sobre a Cadeia Vitória-Trindade. Esta região corresponde também a área em que ocorrem as maiores taxas de conversão de energia barotrópica/baroclínica..

O padrão do fluxo de energia baroclínica integrado na vertical (Figura 19) é resultado de múltiplos locais de geração de marés internas. Maior parte do fluxo de energia está concentrado na região oceânica ao largo do Banco de Abrolhos no norte da área de estudo, nesta região há um estreitamento, além da própria forma da plataforma continental contribuir para a mistura diapicnal (semelhante ao encontrado por CARTER *et al.* (2008) para a região do complexo de ilhas e montes submarinos do Havaí).

Os resultados mostram que ao sul da Cadeia Vitória-Trindade ocorrem os maiores fluxos de energia baroclínica, formando um feixe nesta região com magnitude máxima do fluxo de energia igual a $\sim 3.5 \text{ kW/m}$. Estes valores ocorrem em profundidades iguais entre $\sim 2000\text{m}$ e $\sim 3500\text{m}$. A extensão dos feixes depende do tamanho da área de geração da maré baroclínica (CARTER *et al.*, 2008).

São observados entre o Banco de Davis e o Monte Submarino de Jasuer (nas coordenadas aproximadas de 20.8° S e 34.6° W) e entre o Banco de Abrolhos e o Banco de Besnard (nas coordenadas aproximadas de 20.1° S e 35.5° W) a presença de um fluxo de energia concentrado com magnitude igual ou superior a 2.5 kW/m . Neste local a o estreitamento entre os bancos submarinos permite uma maior mistura diapicnal e também um maior fluxo de energia baroclínica.

Estes feixes são provavelmente resultado da focalização da energia devido à topografia da região, que forma uma espécie de cânion entre estes conjuntos de bancos submarinos em questão. Carter (2010) mostrou que para a região dos cânions de Monterey e San

Gregorio localizados na Baía de Monterey (Califórnia, EUA) acontece este mesmo fenômeno, aumentando a magnitude do fluxo de energia.

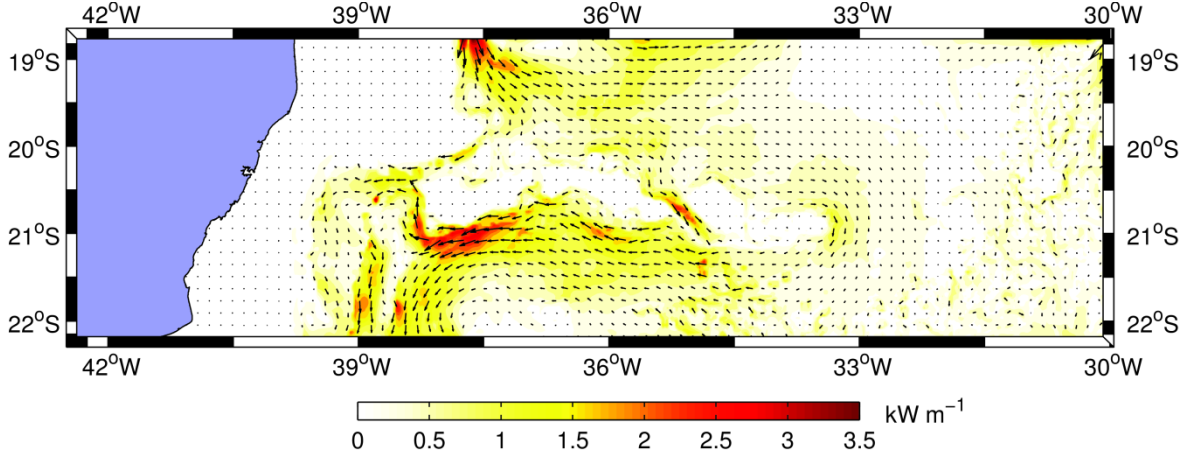


Figura 19 - Média temporal para seis períodos da maré semi-diurna M2 do fluxo de energia baroclínica integrado na vertical, $\langle \mathbf{F}' \rangle$. O campo de cores abaixo representa a magnitude do fluxo de energia. Unidades em kW/m .

O fluxo de energia baroclínica (Figura 19) segue a direção de norte para sul contornando a Cadeia Vitória-Trindade, exceto nas localidades supracitadas. Em profundidades maiores que $\sim 3500m$ e menores que $\sim 1000m$ a magnitude do fluxo de energia é menor ou igual a $\sim 0.5 kW/m$ (com magnitudes aproximadamente iguais a 0 em profundidades menores que 500m e maiores que 4000m).

Os resultados numéricos mostram que as maiores taxas de dissipação (Figura 20) ocorrem em locais em que há maior conversão de energia. Este padrão segue a tendência dos resultados obtidos por Qian *et al.* (2010), Kang & Fringer (2012), Carter *et al.* (2008), para o estreito de Luzon, para a Baía de Monterey e para a região das ilhas do Havaí, respectivamente.

Os resultados mostrados na Figura 20 incluem o efeito da dissipação pelo fundo e da dissipação baroclínica. Os resultados são mostrados em escala $\log_{10}$, com valores entre $-1.5 W/m^2$ e $-0.5 W/m^2$, sendo que a maior parte da dissipação ocorre em profundidades menores 2000 m.

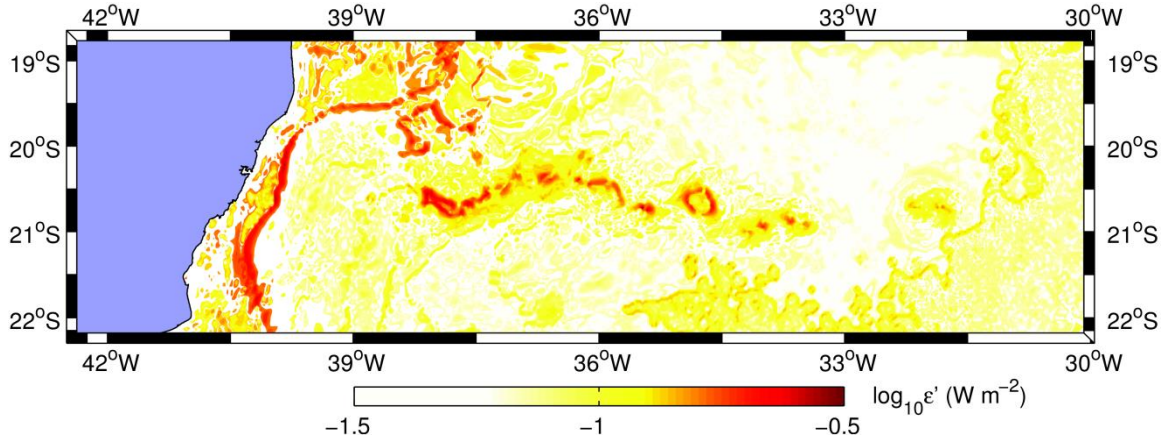


Figura 20 - Média temporal da dissipação baroclínica integrada na vertical, $\nabla_H \cdot \langle \overline{\mathbf{F}'} \rangle - \langle \overline{C} \rangle$. São mostrados os valores em escala de $\log_{10}$ e unidades de W/m^2 .

Os valores de entrada de energia barotrópica, conversão de energia, radiação de energia baroclínica e dissipação barotrópica e baroclínica são sumarizadas na Tabela 4.

Dentro da área de estudo a maior parte da entrada barotrópica (273 MW) é dissipada (211 MW), do total dissipado a maior parte é constituída por dissipação barotrópicas (207 MW) e uma pequena parte constituída por dissipação baroclínica (61.4 MW). Da energia barotrópica convertida em baroclínica (65.7 MW) pequena parte (4.49 MW) é irradiada para fora do domínio computacional.

Tabela 4 - Valores integrados ao sobre todo o domínio simulado das médias temporais dos principais processos físicos entre a maré barotrópica e baroclínica integrados na vertical. Neste caso ΔA corresponde à área de cada elemento da malha computacional (e).

	Equação	Valor (MW)
Entrada Barotrópica	$-\sum_e (\nabla_H \cdot \langle \overline{\mathbf{F}_0} \rangle) \Delta A$	273
Conversão	$\sum_e (\langle \overline{C} \rangle) \Delta A$	65.7
Radiação Baroclínica	$\sum_e (\nabla_H \cdot \langle \overline{\mathbf{F}'} \rangle) \Delta A$	4.49
Dissipação Barotrópica	$\sum_e (\nabla_H \cdot \langle \overline{\mathbf{F}_0} \rangle + \langle \overline{C} \rangle) \Delta A$	207
Dissipação Baroclínica	$\sum_e (\nabla_H \cdot \langle \overline{\mathbf{F}'} \rangle - \langle \overline{C} \rangle) \Delta A$	61.4
Dissipação Total	$\sum_e (\nabla_H \cdot \langle \overline{\mathbf{F}_0} \rangle + \nabla_H \cdot \langle \overline{\mathbf{F}'} \rangle) \Delta A$	211

Da entrada barotrópica, uma fração de $\sim 24\%$ é convertida e o restante dissipado (principalmente pela interação pelo fundo). Da energia convertida da maré barotrópica para baroclínica $\sim 6\%$ é irradiada pelo domínio e o restante é dissipado.

7. CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES

7.1. CONCLUSÃO

A maré astronômica barotrópica e baroclínica foi estudada numericamente neste trabalho. O modelo numérico utilizado mostrou-se satisfatório, quando comparado com estações de maré localizadas na área de estudo, bem como com dados de boia fundeada.

A maré barotrópica foi descrita por meio de mapas de co-fase, co-amplitude e das elipses de maré. Na região de estudo as maiores amplitudes de maré estão ligadas ao Banco de Abrolhos, enquanto as maiores elipses ligadas à Cadeia Vitória-Trindade e ao Banco de Abrolhos. As componentes de maré analisadas possuem comportamento essencialmente progressivo na região de estudo.

A maré baroclínica, decorrente da interação da maré barotrópica com a topografia de fundo foi calculada. As maiores taxas de conversão de energia barotrópica para baroclínica estão ligados aos montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade, assim como as maiores taxas de dissipação.

Da entrada barotrópica, apenas $\sim 1/4$ da energia é transformada do modo barotrópico para baroclínico., sendo o restante dissipada. A maior parte da energia que é transformada do modo barotrópico para o modo baroclínico é dissipada e uma pequena fração é transformada em ondas internas (ou irradiadas pelo domínio).

A Cadeia Vitória-Trindade atua como um *hot spot* na geração de marés internas, como na focalização da energia (principalmente o Banco de Davis e o Banco Besnard) e também na disposição espacial dos fluxos de energia baroclínica na região. Mesmo atuando como um *hot spot* na geração de marés internas, apenas pequena parte da energia barotrópica é convertida em energia baroclínica na região de estudo.

7.2. RECOMENDAÇÕES

A taxa de geração de marés internas está diretamente ligada à topografia da região, neste caso uma representação fiel da batimetria é essencial para estimação dos fluxos de energia baroclínica, dissipação e conversão de energia. Além de uma melhor representação batimétrica é essencial uma representação computacional eficiente da batimetria, com uma grade numérica com maior resolução espacial (menor que $1km$) para capturar todos os processos de flutuação de massa específica.

Uma melhor representação dos processos físicos que ocorrem na conversão de energia barotrópica para baroclínica requer a inclusão do trabalho realizado pela pressão não hidrostática. Para uma melhor descrição da variação da energia baroclínica na área de estudo devem-se ser analisados os parâmetros adimensionais de declividade do terreno e o número de Froude para entender como ocorrem os fenômenos de conversão, radiação e radiação de energia ao longo da área de estudo.

Por fim, deve-se incluir a análise de medições em campo para validar as taxas de energia calculadas, bem como para incluir campos realísticos de temperatura, salinidade e flutuabilidade nas simulações numéricas.

8. REFERÊNCIAS

- Battisti, D. S., Clarke, A. J. 1982. A simple method for estimating barotropic tidal currents on continental margins with specific applications to the M2 tide off the Atlantic and Pacific coasts of the United States. **Journal of Physical Oceanography**. 12. 8-16.
- Bentz, C. M.; Politano, A. T.; Petrobras R&D Ctr.; Pinto, R. S.; Genovez, P. C.; Petrobras E&P Contingency Control. 2006. Offshore Oil Spill Detection and Monitoring In E & P Areas: An Operacional Multi-Sensors Approach. **Society of Petroleum Engineers**. 978. 237-243.
- Carter, G. S. 2010. Barotropic and baroclinic M2 tides in Monterey Bay region. **Journal of Physical Oceanography**. 40. 1766-1783.
- Carter, G. S., Merrifield, M. A., Becker, J. M., Katsumata, K., Gregg, M. C., Luther, D. S., Levine, M. D., Boyd, T. J., Firing, Y. L. 2008. Energetics of M2 barotropic-to-baroclinic tidal conversion at the Hawaiian Islands. **Journal of Physical Oceanography**. 38. 2205-2223.
- Chen, Z., Xie, J., Xu, J., Zhan, J., Cai, S. 2013. Energetics of nonlinear internal waves generated by tidal flow over topography. **Ocean Modelling**. 68(2013). 1-8.
- Cheng Y., Andersen, O. B. 2011. Multimission empirical ocean tide modeling for shallow waters and polar seas. **Journal of Geophysical Research**. 116(C11). 1978-2012.
- Cummings, J. A., 2005. Operational multivariate ocean data assimilation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. 131 (613). 3583-3604 note.

Cummins, P. F., Oey, L. 1997. Simulation of barotropic and baroclinic tides off northern British Columbia. **Journal Physical Oceanography**. 27. 762–781.

DELFT HYDRAULICS., 2011. **Delft3D-FLOW: Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments**. User Manual. Delft Hydraulics.

Egbert, G. D., Erofeeva, S. Y. 2002. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. **American Meteorological Society**. 19. 183-204.

Fang, G., Kwork, Y., Yu, K., Zhu, Y. 1998. Numerical simulation of principal tidal constituents in the South China Sea, Gulf of Tonkin and Gulf of Thailand. **Continental Shelf Research**. 19. 845–869.

FEMAR, 2000. **Catálogo de estações maregráficas brasileiras (Catalog of the Brazilian tidal stations)**. Compilado por Salles, F. J. P., Bentes, F. C. M., Santos, J. A.—Fundação de Estudos do Mar, Rio de Janeiro, Brazil, 280pp.

Flather, R. A. 1976. A tidal model for the northwest European continental shelf. **Mémoires Société Royale des Sciences de Liège**. 10. 141-164.

George, D. A., Gelfenbaum, G., Stevens, A. W. 2012. Modeling the hydrodynamic and morphologic response of and estuary restoration. **Estuaries and Coasts**. 13. 1-20.

Gerritsen, H., Vos, R. J., Van Der Kaaij, T., Lane, A., Boon, J. G. 2000. Suspended sediment modelling in a shelf sea (North Sea). **Coastal Engineering**. 41(1-3). 317-352.

Glorioso, P. D., Flather, R. A. 1997. The Patagonian Shelf Tides. **Progress in Oceanography**. 40. 263–283.

- Harari, J., Camargo, R. 1994. Simulação da propagação das nove principais componentes de maré na plataforma sudeste brasileira através de modelo numérico hidrodinâmico. **Revista Brasileira de Oceanografia**. 42(1). 35-54.
- Harari, J., Camargo, R. 1998. Modelagem numérica da região costeira de Santos (SP): Circulação de maré. **Revista Brasileira de Oceanografia**. 46(22). 135-156.
- Harari, J., Camargo, R. 2003. Numerical simulation of the tidal propagation in the coastal region of Santos (Brazil, 24°S 46°W). **Continental Shelf Research**. 23(2003). 1597-1613.
- Harari, J., Camargo, R. Cacciari, P. L. 2000. Resultados da Modelagem Numérica em Simulações Tri-dimensionais das Correntes de Maré na Baixada Santista. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. 5(2). 71 – 87.
- Harari, J., Camargo, R. 1995. Tides and mean sea level variabilities in Santos (SP), 1944 to 1989. **Relatório Interno do Instituto Oceanográfico da USP**. 36, 15.
- Holloway, P. E., Merrifield, M. A. 1999. Internal tide generation by seamounts, ridges, and islands. **Journal Geophysical Research**. 104. 25937–25951.
- HYCOM, 2011. Consortium for Data Assimilative Modelling – HYCOM + NCODA Global 1/12° Analysis. Disponível em: <<http://www.hycom.org/dataserver/glb-analysis/>>.
- IAPWS. 2008a. Release on the IAPWS Formulation 2008 for the Thermodynamic Properties of Seawater. The International Association for the Properties of Water and Steam. Berlin, Germany.

- Kang, D. 2010. **Energetics and dynamics of internal tides in Monterey Bay using numerical simulations**. Phd thesis. Department of Civil and Environmental Engineering. Stanford University.
- Kang, D., Fringer, O. 2012. Energetics of barotropic and baroclinic tides in the Monterey Bay area. **Journal of Physical Oceanography**. 42. 272-290.
- Khatiwala, S. 2003. Generation of internal tides in an ocean of finite depth: analytical and numerical calculations. **Deep-Sea Research I**. 50. 3-21.
- Lamb, K. G., Kim, J. 2012. Conversion of barotropic tidal energy to internal wave energy over a shelf slope for linear stratification. **Continental Shelf Research**. 33. 69-88.
- Large, W. G., Pond, S. 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. **Journal of Physical Oceanography**. 11. 324-481.
- Legg, S. 2004a. Internal tides generated on a corrugated continental slope. Part I: Cross-slope barotropic forcing. **Journal Physical Oceanography**. 34. 156-173.
- Legg, S., Huijts, K. M. H. 2006. Preliminary simulations of internal waves and mixing enerated by finite amplitude tidal flow over isolated topography. **Deep-Sea Research II**. 53. 140-156.
- Lemos, A. T. 2006. **Modelagem Numérica da Maré Barotrópica na Costa do Espírito Santo**. Monografia (Programa de Graduação em Oceanografia). Universidade Federal do Espírito Santo.
- Longuet-Higgins, M. S. 1968. The Eigenfunctions of Laplace's Tidal Equations over a Sphere. **Philosophical Transactions of Royal Society of London**. London. 262(1132):511-607.

- Lyard, F., F. Lefèvre, T. Letellier, Francis O. 2006. Modelling the global ocean tides: a modern insight from FES2004. **Ocean Dynamics**, 56, 394-415.
- Matsumoto, K., Takanezawa, T., Ooe, Masatsugu. 2000. Ocean Tide Models Developed by Assimilating TOPEX/POSEIDON Altimeter Data into Hydrodynamical Model: A Global Model and a Regional Model around Japan. **Journal of Oceanography**. 56. 567-581.
- Mémery, L., A., Arhan, M., Alvarez-Salgado, X. A., Messias, M. J., Mercier, H., Castro, C. G., Rios, A. F. 2000. The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. **Progress in Oceanography**. 47. 69-98.
- Mesquita, A. R., França, C. A. S. 1998. A recuperação do marégrafo pelágico MARK IV lançado no Atlântico Sul (32 S; 36 W) pelo navio antártico britânico RRS James Clrk Ross e alguns resultados preliminares da análise dos dados coletados. **Pesquisa Naval**. 11. 319-334.
- Millero, F. J., Feistel, R., Wright, D. G., McDougall, T. J. The composition of Standard Seawater and the definition of the Reference-Composition Salinity Scale. **Deep-Sea Research I**. 55. 50-72.
- Motoki, A., Motoki, K. F., Melo, D. P. 2012. Caracterização da morfologia submarina da cadeia Vitória-Trindade e áreas adjacentes-ES, com base na batimetria predita do topo versão 14.1. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. 13. 151-170.
- Niwa, Y., Hibiya, T. 2001. Numerical study of the spatial distribution of the M2 internal tide in the Pacific Ocean. **Journal of Geophysical Research**. 106. 22441–22449.

- Pereira, A. F., Belém, A.L., Belmiro, M. C., Geremias, R. 2005. Tide-topography interaction along the eastern Brazilian shelf. **Continental Shelf Research**. 25 1521-1539.
- Pereira, A. F., Castro, B. M. 2006. Internal tides in the southwestern off Brazil: Observations and numerical modeling. **Journal of Physical Oceanography**. 37. 1512-1526.
- Qian, H., Shaw, P., Ko, D. S. 2010. Generation of internal waves by barotropic tidal flow over a steep ridge. **Deep-Sea Research I**. 57. 1521-1531.
- Quaresma, L. S., Pichon, A. 2013. Modelling the barotrópic tide along the West-Iberia margin. **Journal of Marine Systems**. 119-110. S3-S25.
- Rainville, L., Johnston, T. M. S., Carter, G. S., Merrifield, M. A., Pinkel, R., Worcester, P. F., Dushaw, B. D. 2010. Interference pattern and propagation of the M2 internal tide South of Hawaiian Ridge. **Journal of Physical Oceanography**. 40. 311-325.
- Rijn, L. C. V.; Walstra, D. J. R., 2003. **Modelling of sand transport in Delft3D**. Delft Hydraulics.
- Robakiewicz, M., Rakusa-Suszczewski. 1999. Application of 3D circulation model to Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. **Polish Polar Research**. 20(1). 43-58.
- Rocha, C. R. M., Silva, R. M., Torres Junior, A. 2006. Marine topography influence in Vitória eddy using a coupled ocean-atmosphere model. **In: Proceedings of 8 ICSHMO**. Foz do Iguaçu, Brasil.

- Sao, N. T. 2008. Storm surge predictions for Vietnam coast by Delft3D model using results from RAMS model. **Journal of Water Resources and Environmental Engineering**. 23. 39-47.
- Schwiderski, E. W. 1980. Ocean tides, I, Global ocean tidal equations. **Marine Geodesy**. 3, 161–217.
- UNESCO, 1981a. **Background papers and supporting data on the international equation of state 1980**. Technical Report UNESCO. 38. 206-330.
- Verboom, G. K., Slob, A. 1984. Weakly-reflective boundary conditions for two-dimensional shallow water flow problems. **Advance Water Resources**. 7. 1693-1708.
- Viégas, N. J. F. 2006. **Modelagem numérica das marés no litoral do Espírito Santo**. Dissertação de Mestrado. Centro Tecnológico, Departamento de Engenharia Ambiental, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, ES, Brasil.
- Wallcraft, A. J.; Metzger, E. J. 2009. **Software design description for the hybrid coordinate ocean model (hycom) version 2.2**. Relatório Técnico NRL/MR/7320-09-9166, Naval Research Laboratory, Stennis Space Center, MS 39529-5004. Disponível em <www.hycom.org/attachments/063_metzger1-2009.pdf>.
- Xianwen, B., Gao, G., Yan, J. 2001. Three dimensional simulation of tide and tidal current characteristics in the East China Sea. **Oceanologica Acta**. 24(2). 135-149.
- Zilberman, N. V., Becker, J. M., Merrifield, M. A., & Carter, G. S. 2009. Model Estimates of M2 Internal Tide Generation over Mid-Atlantic Ridge Topography. **Journal of Physical Oceanography**. 39. 2635–2651.