Paulo Victor Marchetto Silva

**Marés internas e mistura vertical nas
proximidades da Ilha de São Sebastião**

Brasil

24 de junho de 2019

Paulo Victor Marchetto Silva

Marés internas e mistura vertical nas proximidades da Ilha de São Sebastião

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Física. Orientador: Dr. Belmiro Mendes de Castro Filho.

Universidade de São Paulo – USP

Instituto Oceanográfico - IO

Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física

Brasil

24 de junho de 2019

A ciência é a arte do questionamento, filha legítima da filosofia.

*"Não é terreno o pasto deste insensato;
impele-o à imensidade agitação secreta. e
quase cômico é da sua loucura: aos céus
inveja as mais belas estrelas..."*

MEFISTÓFELES

Agradecimentos

Ao Instituto Oceanográfico da USP, minha segunda casa por muito tempo, onde equações e risadas fizeram parte de cada dia,

À todos meus amigos de turma.

Ao meu orientador Prof. Dr. Belmiro Mendes de Castro Filho, pela paciência, orientação e belas histórias sobre o oceano, e por me receber do Laboratório de Hidrodinâmica Costeira todos esses anos.

Aos meus pais, por nessa fase tão desafiadora terem ficado ao meu lado, e me darem toda a força e apoio que eu precisava.

À minha família, pelo amor que sempre permeiou minha vida e fez a pós-graduação muito mais interessante.

Pelos grandes amigos que fiz ao longo dessa jornada, com discussões vivas e modificadoras no Instituto Oceanográfico.

Ao Daniel, Ana Paula e Letícia, da secretária de pós-graduação. Pela imensa ajuda e pelas boas risadas.

Aos meus amigos Cauê e Juliana, que foram essenciais para a conclusão deste trabalho.

À Carine e ao José Roberto, pelas discussões e pela amizade duradoura.

Ao grande amor da minha vida, Agathá, por me acalmar e amar em todos os momentos, e sempre ser minha parceira.

Ao Jambrada Futebol Clube, pelas discussões regadas de futebol e alegria.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq)

pela concessão da bolsa de mestrado;

Resumo

Ondas internas com frequências maregráficas são denominadas marés internas. Essas ondas são geradas na quebra da plataforma continental pela interação entre a onda externa de maré e a topografia do fundo, num oceano verticalmente estratificado. Há indícios observacionais e de resultados de modelos numéricos de que marés Internas propagam-se em direção à costa, desde a quebra da plataforma continental, na Plataforma Continental Sudeste do Brasil, incluindo a região situada em torno da Ilha de São Sebastião. Uma das consequências dessa propagação é a intensificação dos processos de mistura vertical e consequente elevação da pycnoclina em direção à superfície. Foi aplicado o modelo numérico ECOM para investigar a propagação das marés internas M_2 em direção à costa do litoral norte de São Paulo, com ênfase na região ao sul da Ilha de São Sebastião e a mistura vertical associada. Resultados mostraram dois regimes distintos de propagação de marés internas M_2 na PCSE, com principal local de geração na quebra da plataforma e na parte superior do talude, mais intenso ao sul da Ilha de São Sebastião e menos intenso ao norte da Ilha de São Sebastião, com intensidade das correntes próximas a das marés barotrópicas. As correntes de maré interna M_2 mais intensas foram encontradas nas proximidades da Ilha de São Sebastião. Neste locais resultados mostraram eventos de mistura vertical intensos com frequência próxima a da componente de maré M_2 .

Palavras chave: Marés internas, mistura vertical, modelagem numérica ,
ECOM, PCSE, marés externas, marés barotrópicas, componente de maré
 M_2 .

Abstract

Internal tides are tidal frequency internal waves and propagates within the water column. These gravity waves are generated when barotropic tidal currents flow through steep topographic gradient in a stratified fluid, creating mass instability and propagating energy.

Internal tides were observed and modeled propagating towards the coast in Southeast Brazilian Bight, with intensification near São Sebastião Island.

Internal tide amplitudes can reach up to 20 m, and the currents associated to them are comparable to the surface tidal currents. They enhance vertical shear and transport denser cold water to the surface, creating instability and leading to turbulence and mixing.

Prognostic coastal hydrodynamic model (ECOM) simulations were analysed and compared with mooring and tide gauge data to study internal tides in the SBB, and latter in Sao Sebastiao Island.

Results showed highly M_2 internal tides activity in the vicinity of Sao Sebastiao Island, and internal tides reaching 10 m, being stronger in summer and normally generated over the continental shelf break and upper slope, and vertical mixing events oscillating with the same period of the M_2 internal tides.

Key words: Internal tides, vertical mixing, continental shelf, Southeast Brazilian Bight, SBB, semidiurnal tides, numerical modeling, ECOM.

Lista de ilustrações

Figura 1 – <i>Superior: Modo barotrópico, Inferior: Primeiro modo baroclínico (Retirada de Gill (1982))</i>	3
Figura 2 – <i>Esquema de geração de marés internas pela maré externa.</i>	5
Figura 3 – <i>Plataforma Continental Sudeste do Brasil (PCSE). As linhas em cinza indicam as isóbatas em 50, 100, 200, 1000, 2000 e 2500m. Os círculos indicam os fundeios e os diamantes verdes indicam estações maregráficas.</i>	6
Figura 4 – <i>Linhas de co-fase da componente de maré M_2 no Atlântico Sul.</i>	8
Figura 5 – <i>Linhas de co-fase da componente de maré S_2 no Atlântico Sul.</i>	9
Figura 6 – <i>Linhas de co-fase da componente de maré N_2 no Atlântico Sul.</i>	10
Figura 7 – <i>Linhas de co-fase da componente de maré O_1 no Atlântico Sul.</i>	10
Figura 8 – <i>Linhas de co-fase da componente de maré P_1 no Atlântico Sul.</i>	11
Figura 9 – <i>Linhas de co-fase da componente de maré K_1 no Atlântico Sul.</i>	11
Figura 10 – <i>Linhas de co-fase da componente de maré M_3 no Atlântico Sul.</i>	12
Figura 11 – <i>Amplitude e fase das constituintes de marés na PCSE. Imagem retirada de Mesquista & Harari, 2003</i>	13
Figura 12 – <i>Elipses de maré das componentes O_1, M_2 e M_3 em cms^{-1}. O eixo x representa longitudes, e o eixo y representa as latitudes.</i>	15
Figura 13 – <i>Isopletas de temperatura ($^{\circ}C$) (esquerda) e da componente de velocidade perpendicular à isóbata (cms^{-1}) (direita) durante o intervalo de 25 h. Os painéis superiores contemplam o verão e os inferiores o inverno. Extraído de Pereira et al. (2007).</i>	17

Figura 14 – <i>RMS das correntes baroclínicas da componente M_2 de maré, em cm/s, próximas à superfície do mar, obtidas em experimento numérico. Extraída de Pereira et al. (2007).</i>	18
Figura 15 – <i>Temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) mapeada por satélite. Figura gentilmente cedida pelo Dr. João Lorenzzetti, do INPE.</i>	20
Figura 16 – <i>Grade numérica utilizada no modelo ECOM (pontos cinza) mostrando a seção transversal (pontos azuis) utilizada para apresentar as marés internas o ponto (vermelho) escolhido para seção vertical de série de tempo. As isóbatas estão em metros (linhas pretas).</i>	28
Figura 17 – <i>Perfis verticais médios de verão da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e salinidade (psu) à esquerda, e perfil vertical da raiz quadrada da frequência de Brunt-Vaissala (N_0) calculado a partir dos perfis de temperatura e salinidade, à direita. O eixo vertical nos dois painéis representa os valores de pressão.</i>	31
Figura 18 – <i>Perfis verticais médios de inverno da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e salinidade (psu) à esquerda, e perfil vertical da raiz quadrada da frequência de Brunt-Vaissala (N_0) calculado a partir dos perfis de temperatura e salinidade, à direita. O eixo vertical nos dois painéis representa os valores de pressão.</i>	32
Figura 19 – <i>Corte transversal na PCSE (Figura 16) mostrando o campo inicial de temperatura em $^{\circ}\text{C}$, utilizado na rodada realística na estação do verão. O eixo x é a distância da costa (origem Oxy) até o largo em km, o eixo y é a profundidade em m.</i>	33
Figura 20 – <i>Corte transversal na PCSE (Figura 16) mostrando o campo inicial de salinidade em psu, utilizado na rodada realística na estação do verão. O eixo x é a distância da costa (origem Oxy) até o largo em km, o eixo y é a profundidade em m.</i>	33

Figura 21 – Amplitude (m) e fase em relação a Greenwich (graus) das elevações do nível do mar calculadas pelo modelo para a componentes de maré M_2	38
Figura 22 – Distribuição espacial das elipses de maré barotrópica da componente M_2 . Elipses de linha cheia (tracejada) representam rotação anti-horária (horária) e linha do centro representa a fase em relação a Greenwich. As isóbatas apresentadas são 100, 200 e 1000 m.	39
Figura 23 – Amplitude (m) e fase em relação a Greenwich (graus) das elevações do nível do mar calculadas pelo modelo para a constituinte de maré S_2	40
Figura 24 – Distribuição espacial das elipses de maré barotrópica da componente S_2 . Elipses de linha cheia (tracejada) representam rotação anti-horária (horária) e linha do centro representa a fase em relação a Greenwich. As isóbatas apresentadas são 100, 200 e 1000 m.	41
Figura 25 – Valores de bs/c para a maré M_2 na região de estudo.	45
Figura 26 – RMS das correntes M_2 baroclínicas (cms^{-1}) para o experimento idealizado no verão no nível sigma próximo a superfície ($\sigma = 0.00205$).	46
Figura 27 – RMS das correntes M_2 baroclínicas (cms^{-1}) para o experimento idealizado no inverno no nível sigma próximo a superfície ($\sigma = 0.00205$).	47
Figura 28 – RMS das correntes M_2 baroclínicas (cms^{-1}) para o experimento realístico no verão no nível sigma próximo a superfície ($\sigma = 0.00205$).	47
Figura 29 – RMS das correntes M_2 baroclínicas (cms^{-1}) para o experimento realístico no inverno no nível sigma próximo a superfície ($\sigma = 0.00205$).	48
Figura 30 – Seção vertical ao longo da PCSE do semieixo maior (cms^{-1}) das elipses de maré M_2 para a rodada I de verão.	51
Figura 31 – Seção vertical ao longo da PCSE do semieixo maior (cms^{-1}) das elipses de maré M_2 para a rodada R de verão.	51

Figura 32 – Contorno de temperatura ($^{\circ}C$) e velocidade normal (cms^{-1}) às isóbata para um período de 40h, no ponto escolhido (Figura 16) para a rodada I de verão.	52
Figura 33 – Contorno de temperatura ($^{\circ}C$) e velocidade normal (cms^{-1}) às isóbata para um período de 40h, no ponto escolhido (Figura 16) para a rodada R de verão.	52
Figura 34 – Média no tempo (20 dias) dos valores do coeficiente vertical viscoso ($10^{-3}m^2s^{-1}$, KH) na PCSE para a rodada I de verão, em nível $\sigma = -0,94995$. Os contornos batimétricos são: 50, 100, 200, 1000 e 2000 m.	54
Figura 35 – Média no tempo (20 dias) dos valores do coeficiente vertical viscoso ($10^{-2}m^2s^{-1}$, KH) na PCSE para a rodada R de verão, em nível $\sigma = -0,94995$. Os contornos batimétricos são: 50, 100, 200, 1000 e 2000 m.	55
Figura 36 – Contornos de K_h (à esquerda) e K_m (à direita) pela profundidade, em um período de 40h da rodadas R de verão, no ponto escolhido (Figura 16). Os valores estão em m^2s^{-1}	56
Figura 37 – Seção vertical dos valores de K_h para a radial escolhida da rodada R de verão. Os valores de K_h estão em $10 m^2s^{-1}$. O eixo x representa a distância da costa ao largo em km, e o eixo y representa a profundidade em m.	57

Lista de tabelas

Tabela 1 – Comprimento de onda das marés internas para as 7 componentes de maré utilizadas no modelo, a partir do raio de deformação interno de Rossby para profundidade (H) igual a 50 metros e 1000 metros. Os comprimentos de onda estão em quilômetros (km) e os períodos das componentes estão em horas.	30
Tabela 2 – Locais para comparação entre dados e produtos do modelo. Com m sendo metros.	35
Tabela 3 – Valores do teste de Skill entre as séries temporais de elevação do nível do mar dos produtos do modelo e séries históricas para as componentes de maré M_2 e S_2	42
Tabela 4 – Comparação dos parâmetros das elipses de maré, semi-eixo maior A (cm/s), inclinação θ (graus) e direção de rotação R (positivo, anti-horário), calculados a partir do dados observados e dos resultados do modelo. Onde I , R , Verão e Inverno se referem as rodadas de idealizadas, realísticas, verão e inverno, respectivamente.	49

Sumário

Agradecimentos	ii
Resumo	iv
Abstract	vi
Lista de figuras	x
Lista de tabelas	xi

1	Introdução	1
1.1	Marés barotrópicas e marés baroclínicas	2
1.2	Marés externas na Plataforma Continental Sudeste	6
1.3	Marés internas na Plataforma Continental Sudeste	15
1.4	Hipótese e Objetivos	18
2	Métodos e dados	21
2.1	Sistema de Equações	22
2.1.1	Equações primitivas	22
2.1.2	O modo externo	24
2.2	Condição de contorno na superfície do oceano	25
2.3	Discretização	26
2.4	Experimentos numéricos	26
2.5	Grade numérica e discretização vertical	28
2.6	Inicialização	30
2.7	Dados utilizados para validação	34

3	Resultados e discussão	37
3.1	Resultados para a maré barotrópica	37
3.2	Resultados para a maré baroclínica	44
3.3	Resultados para a mistura vertical	53
4	Conclusão	58

	REFERÊNCIAS	60
--	------------------------------	-----------

1 Introdução

Maré é um movimento periódico dos oceanos, da atmosfera e da superfície terrestre gerado pelas forças gravitacionais do sistema Terra-Lua-Sol. A força geradora de maré é resultante da soma entre a força centrífuga devida à rotação da Terra e as forças gravitacionais mencionadas. A magnitude das forças geradoras de maré é 0.5619×10^{-7} N e 0.2577×10^{-7} N para a Lua e o Sol, respectivamente (MARCHUK GURI I E KAGAN, 1989). Ambas, possuem a mesma ordem de grandeza e são aproximadamente 10^8 vezes menores que a força exercida pela aceleração da gravidade terrestre e, ainda assim, causam movimentos de subida e descida do nível do mar mensuráveis ao longo de todos os ambientes costeiros do mundo.

Newton (*Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*), para explicar as marés, imaginou uma estrutura estática do problema com a Lua postada no plano do Equador, resultando em dois “montes” de água, um no zênite e o outro no nadir da Lua. Com o movimento de rotação da Terra, esses montes se movem na direção zonal. Essa teoria do equilíbrio de marés, resultado do balanço de forças entre o gradiente horizontal de pressão e a força geradora de maré, explica a ocorrência das marés semidiurnas, as desigualdades de fases entre Sol e Lua, e as marés de quadratura e de sizígia.

Um século depois, Laplace complementou a teoria de equilíbrio tratando o problema como um balanço dinâmico, um problema de mecânica de fluidos. De acordo com sua teoria, as forças geradoras de maré produzem ondas de maré com o período correspondente à forçante (DEFANT, 1958).

1.1 Marés barotrópicas e marés baroclínicas

Movimentos maregráficos no oceano podem existir na superfície (marés barotrópicas) ou no interior da coluna de água (marés baroclínicas) (Figura 1). A maré observada pode ser particionada pela soma de um conjunto de oscilações, cada uma com o período da forçante. Essa partição pode ser efetivada através, por exemplo, da análise harmônica do registro maregráfico. As componentes primárias são aquelas causadas pelos movimentos e posições relativas dos corpos celestes em relação à Terra e pelas interações da onda de maré com a topografia. São componentes primárias oscilações de períodos diurno (O_1 , P_1 , K_1 , etc.) e semidiurno (M_2 , S_2 , N_2 , etc.). Além das componentes primárias existem as componentes harmônicas (M_3 , M_4 , S_4 , etc.), com períodos menores que o semidiurno, e de longos períodos (M_m , S_a , etc.), com períodos de dias, meses e anos.

As marés barotrópicas, ou externas satisfazem o teorema de Taylor-Proudman: o cisalhamento vertical das velocidades horizontais é nulo na coluna de água exceto nas camadas limite superficial e de fundo. As marés baroclínicas, ou internas são ondas internas com frequência igual a das marés superficiais.

Figura 1 – Superior: Modo barotrópico, Inferior: Primeiro modo baroclínico (Retirada de Gill (1982))

Recebem esse nome pois ocorrem no interior das massas de água, estratificadas verticalmente no campo de densidade. O mecanismo restaurador das marés externas e das marés internas é o mesmo, porém com magnitudes distintas. Como ambas são ondas de gravidade, têm como mecanismo restaurador o balanço entre o empuxo e a força peso de elementos de volume de água. Para a maré barotrópica, esse balanço é proporcional à aceleração da gravidade, g , que tem $O(10 \text{ m s}^{-2})$. Para a maré baroclínica, o balanço é proporcional à gravidade reduzida, g' , definido por:

$$g' = g \left(\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \right) \quad (1)$$

onde ρ_1 e ρ_2 são as densidades dos fluidos da água do mar estratificada verti-

calmente, em duas camadas.

Da Equação 1, na interface oceano-atmosfera, $\rho_1 = \rho_{ar} \ll \rho_2 = \rho_{agua}$ e, consequentemente, $g' \approx g$. Na interface entre duas massas de água, onde $\rho_1 \approx \rho_2$, g' tem $O(10^{-3} \text{ m s}^{-2})$.

A força restauradora das marés internas, sendo até três ordens de grandeza menor do que a das marés superficiais, possibilita movimentos verticais que possuem maior inércia e, consequentemente maiores amplitudes verticais. As primeiras observações das marés internas datam de Nansen (1902) e Helland-Hansen e Nansen (1909), apesar dessas ondas serem conhecidas teoricamente desde muito antes (STOKES, 1847). Marés internas podem ser fenômenos mais majestosos e impressionantes do que marés superficiais. As superfícies de densidade constante podem se deformar em ondas com grandes amplitudes, chegando a atingir 30m, se propagando lentamente pelos oceanos. As marés superficiais geralmente têm amplitudes de alguns poucos metros. Marés internas demoraram para serem observadas devido à falta de instrumentação oceanográfica capaz de medir dados hidrográficos e correntográficos subsuperficiais (WUNSCH, 1975).

Os comprimentos de onda das marés internas e externas diferem consideravelmente. Marés superficiais apresentam escalas espaciais de centenas de quilômetros, enquanto as marés internas apresentam escalas de dezenas de quilômetros. Devido ao comprimento de onda curto e às grandes amplitudes das marés internas, há uma impossibilidade do acoplamento forçante-resposta das marés internas com as forçantes astronômicas, e assim elas são geradas por outro mecanismo (MUNK; WUNSCH, 1998).

Zeilon (1912) foi o primeiro a sugerir que gradientes topográficos podiam ser locais eficientes para gerar movimentos baroclínicos a partir de movimentos barotrópicos.

Como as velocidades horizontais da maré barotrópica, no caso inviscido, são independentes da profundidade, quando cruzam uma topografia de fundo variável geram movimentos verticais (Figura 2), perturbando as isopicnais na mesma frequência da forçante e ocasionando as ondas internas.

Zeilon (1934) mostrou experimentalmente que uma topografia parecida com a do talude continental é um estimulador efetivo de ondas internas num fluido de duas camadas. Estima-se que a transferência de energia possa ser de 10 a 50 % das marés barotrópicas para baroclínicas ((WUNSCH, 1975); (HENDERSHOTT, 1981)). Porém as magnitudes das velocidades em ambas são aproximadamente iguais, como será evidenciado posteriormente.

Marés internas contribuem para os movimentos baroclínicos que ocorrem em muitas plataformas continentais (e.g. (MACKINNON; GREGG, 2003b); (PEREIRA et al., 2007)), e por vezes são fontes de energia dominantes para os processos de mistura turbulenta e transporte de sedimentos e nutrientes (por exemplo, (GREEN et al., 2008); (SHROYER; MOUM; NASH, 2010)). Quando se propagam para o interior da plataforma continental, as marés baroclínicas podem tornar-se estacionárias (RATTRAY, 1960), aumentando a turbulência e ajudando na mistura vertical das massas de água.

Figura 2 – Esquema de geração de marés internas pela maré externa.

1.2 Marés externas na Plataforma Continental Sudeste

A Plataforma Continental Sudeste (PCSE), que se estende de Cabo Frio (23°) no Rio de Janeiro até o Cabo de Santa Marta (28°40' S), em Santa Catarina (Figura 3), possui características dinâmicas de plataformas continentais de latitudes médias (CASTRO, 1997).

Figura 3 – Plataforma Continental Sudeste do Brasil (PCSE). As linhas em cinza indicam as isóbatas em 50, 100, 200, 1000, 2000 e 2500m. Os círculos indicam os fundeios e os diamantes verdes indicam estações mareográficas.

A parte mais larga da PCSE, com 230 km, está localizada em frente a Santos, e as partes mais estreitas nas proximidades de Cabo Frio, com 50 km, e Cabo de Santa Marta, com 70 km. As isóbatas possuem gradientes suaves ao longo de quase toda

a plataforma. As principais forçantes podem ser classificadas em duas categorias (i) as que atuam diretamente na plataforma continental, como o vento e as variações espaciais e temporais de densidade, e (ii) as que são comunicadas desde o talude através da quebra da plataforma, como as marés, gradientes de pressão e trocas de massa.

A PCSE é uma plataforma dominada pelas componentes de maré semidiurnas, com significativa influência das componentes diurnas (HARARI; CAMARGO, 2003). A componente da maré M_2 é dominante nas oscilações do nível do mar, seguida pelas componentes S_2 , O_1 e K_1 ((MESQUITA; HARARI, 1983); (MESQUITA; HARARI, 1987)). A componente harmônica de maré M_3 é ressonante na PCSE (HUTHNANCE, 1980), com sua amplitude aumentada em mais de 100 % ao se propagar para regiões mais rasas (HARARI; CAMARGO, 2003). Na PCSE as componentes Q_1 , O_1 , P_1 , K_1 , M_2 , S_2 , N_2 , K_2 e M_3 são responsáveis por mais de 90 % da energia na região ((HARARI; CAMARGO, 1995); (MESQUITA; HARARI, 1983)). As componentes apresentam dois sistemas de propagação na PCSE: para as componentes Q_1 e O_1 , a onda de maré atinge a porção sul da PCSE e se propaga em direção ao norte, e para as outras componentes a onda de maré atinge tanto a porção norte quanto ao sul, se encontrando na parte central da plataforma e propagando em direção à costa (HARARI; CAMARGO, 1994).

A série de Figuras 4 a 10 apresenta isolinhas de fase da propagação das ondas de maré em relação a Greenwich para as constituintes de maré M_2 , S_2 , N_2 , O_1 , P_1 , K_1 e M_3 na região do Atlântico Sul. As componentes principais são produtos do modelo global TPXO (EGBERT; EROFEEVA, 2002) e a componente harmônica, M_3 , do modelo global FES2014 (CARRERE et al., 2016). A componente de maré M_2 , mostrada na Figura 4, possui diferentes regimes de propagação ao se aproximar da PCSE, com linhas

de fase normais à costa nas porções norte e sul da plataforma (regime propagante), mudando para uma configuração, das linhas de fase, paralelas mais ao centro (regime co-oscilante). Esta é a componente mais energética em nossa costa. (MESQUITA; HARARI, 1983); (MESQUITA; HARARI, 1987).

Figura 4 – Linhas de co-fase da componente de maré M_2 no Atlântico Sul.

A geração de marés internas, então depende de quatro fatores principais: a estratificação da coluna de água, a inclinação do fundo marinho, a direção de propagação e a intensidade das correntes de maré superficiais. Na região central da PCSE, as correntes de maré barotrópicas da componente M_2 apresentam sentido normal às isóbatas (HARARI; CAMARGO, 1994); (HARARI; CAMARGO, 1998); (HARARI; CAMARGO, 2003) atravessando incessantemente a quebra da plataforma e o talude. Em épocas de maior estratificação vertical de densidade, principalmente durante o verão (CASTRO, 2014), há possibilidade de geração de marés baroclínicas.

A componente S_2 , Figura 5, é menos energética que a M_2 , possuindo regime de propagação parecido. Há um ponto anfidrômico localizado mais ao largo, causando algumas diferenças nas linhas de fase ao sul da região de estudo. A componente N_2 , Figura 6, possui característica de oscilação propagante na PCSE.

Nas Figuras 7 a 9, estão as linhas de co-fase das componentes de marés barotrópicas diurnas. A componente de maré O_1 (Figura 7) é a dominante nas oscilações do nível do mar dentre as componentes diurnas na PCSE, e a componente K_1 possui as correntes de maré mais intensas (MESQUITA; HARARI, 2003). As ondas de marés com períodos diurnos propagam-se ao longo da costa na PCSE. Das componentes principais, portanto, na PCSE espera-se encontrar marés internas com períodos semidiurnos, devido ao regime de propagação da maré barotrópica ser quase perpendicular à quebra da plataforma continental.

Figura 5 – Linhas de co-fase da componente de maré S_2 no Atlântico Sul.

Figura 6 – Linhas de co-fase da componente de maré N_2 no Atlântico Sul.

Figura 7 – Linhas de co-fase da componente de maré O_1 no Atlântico Sul.

Figura 8 – Linhas de co-fase da componente de maré P_1 no Atlântico Sul.

Figura 9 – Linhas de co-fase da componente de maré K_1 no Atlântico Sul.

Figura 10 – Linhas de co-fase da componente de maré M_3 no Atlântico Sul.

A maré harmônica M_3 de período de 8.28h (Figura 10) na região da PCSE apresenta um regime misto, com propagação em direção nordeste mais ao largo e em direção paralela à costa nos locais mais rasos.

Todas essas propriedades discutidas até agora levam em consideração o regime de propagação de ondas retirados de modelos numéricos globais (TPXO e FES2014). Esses modelos mesclam resultados de modelos hidrodinâmicos barotrópicos e dados de altimetria de satélite. Apesar da robustez de tais modelos, os resultados obtidos na plataforma continental são extrapolações ou não captam com qualidade devida a complicada geometria desses ambientes. Este trabalho tenta aperfeiçoar tais conhecimentos na PCSE, a partir de um modelo regional.

Mesquita e Harari (2003) fizeram um estudo detalhado das marés externas a partir de dados maregráficos coletados em alguns pontos da PCSE (Figura 11). Segundo esses

autores, as elevações das componentes de maré semidiurnas (M_2 , S_2) apresentam rotação horária na parte mais ao sul, e rotação anti-horária na parte mais ao norte, com maiores amplitudes próximo ao porto de Paranaguá O(10) cm, sendo a componente M_2 mais energética. Para as componentes diurnas Q_1 e O_1 , as elevações se propagam de oeste para leste no sentido horário, enquanto que K_1 e P_1 seguem o regime de propagação das marés semidiurnas. A componente M_3 possui amplitudes de O(10) cm sugerindo um modo ressonante dessa constituinte na bacia (HUTHNANCE, 1980), corroborando com a propagação da maré M_3 obtida pelo modelo global FES2014 (Figura 10).

Figura 11 – Amplitude e fase das constituintes de marés na PCSE. Imagem retirada de Mesquista & Harari, 2003

Neste mesmo trabalho (MESQUITA; HARARI, 2003), foram analisadas as elipses de maré para as componentes mais energéticas em cada banda de frequência (M_2 , O_1 e M_3 ; Figura 12) a partir de séries temporais de velocidade do mar. Para todas as componentes, na superfície as elipses de maré possuem rotação preferencialmente anti-horária, com alguns pontos revelando rotação horária das correntes. Segundo os autores, tal comportamento pode estar relacionado com outras forçantes que não as maregráficas.

A Figura 12 mostra que as correntes de maré para a componente M_2 têm direção normal à costa, SE-NO, atravessando as isóbatas perpendicularmente, apresentando potencial de geração das ondas internas. Há pequenas diferenças qualitativas entre os produtos obtidos a partir dos modelos globais e os dados analisados por ??), porém há diferenças nos regimes hidrodinâmicos entre o mar profundo e as regiões costeiras que os modelos globais falham em resolver, assim sendo preciso a utilização de modelos regionais. O regime de propagação de K_1 e P_1 (Figuras 8 e 9) não parece seguir o regime de propagação das marés M_2 e S_2 ao largo para os modelos globais, mas eles possuem os mesmos regimes de propagação na PCSE (HARARI; CAMARGO, 1994).

Figura 12 – *Elipses de maré das componentes O_1 , M_2 e M_3 em $cm.s^{-1}$. O eixo x representa longitudes, e o eixo y representa as latitudes.*

1.3 Marés internas na Plataforma Continental Sudeste

Na PCSE, marés internas têm sido observadas (PEREIRA; CASTRO, 2007); (RUFATO, 2007) e simuladas numericamente (PEREIRA; CASTRO, 2007); (PEREIRA et al., 2007). Foram observadas marés internas de frequências diurnas, semidiurnas e terdiurnas na região norte da PCSE, especialmente para as componentes M_2 e K_1 , com a M_2 mais energética, e a componente M_3 sendo menos intensa. As marés internas na região são, em geral, três ordens de grandeza menores do que as observadas

em algumas outras regiões e, além disso, possuem comportamento sazonal devido à variação sazonal da estratificação e da posição da Corrente do Brasil. Para essas ondas internas, a maior parte de energia na porção norte da PCSE é transportada na forma de maré baroclínica do primeiro modo, principalmente nas frequências diurnas e semidiurnas (RUFFATO, 2007).

Muitos trabalhos são direcionados a entender as interações entre as marés internas e processos não mareográficos como correntes de contorno (PEREIRA et al., 2007), ondas com o período próximo ao inerciais (AUCAN; MERRIFIELD, 2008), etc. e apesar de todas marés internas eventualmente quebrarem e perderem sua energia por dissipação, as marés internas mais energéticas e espalhadas se propagam como ondas lineares ou fracamente não lineares. (CARTER; FRINGER; ZARON, 2012). Trabalhos onde a interação entre as marés internas e outros processos físicos não são levados em conta mostram que mesmo assim a resposta do fenômeno é complexa e significativa (KLYMAK et al., 2016).

A Figura 13, extraída de Pereira e Castro (2007), apresenta isopletras de observações da temperatura e da componente da corrente perpendicular à isóbata nas proximidades da quebra da plataforma continental ao largo de Cabo Frio. As isopletras de temperatura mostram oscilações verticais semidiurnas das isotermas, com amplitudes entre 20 m e 30 m. Em harmonia com as oscilações de temperatura, as isopletras para a componente de corrente perpendicular à isóbata local apresentam inversão de fase ao longo da coluna vertical, sugerindo a presença do primeiro modo baroclínico das Ondas de Poincaré Internas (OPI). As marés internas obtidas foram geradas no talude com propagação ao largo, com período semidiurno. Neste mesmo trabalho ficou evidente que as oscilações nos dados com período diurno nas isopletras de temperatura não caracterizavam ondas internas, mas sim variações relacionadas à absorção de

radiação solar.

Os fluxos de energia das marés internas calculados em Pereira e Castro (2007) apontam para o largo, cruzando o talude, com valores integrados na coluna de água de $O(10Wm^{-1})$. Para a região estudada este fluxo foi de 3.58 MW e 0.51MW para inverno e verão, respectivamente. A propagação em direção à costa de marés internas na PCSE pode ter larga escala espacial, com $O(1000\text{ km})$, conforme ilustrado na Figura 14, extraída de Pereira et al. (2007). Nessa figura pode-se notar altas amplitudes para as correntes baroclínicas da componente M_2 da maré em torno da Ilha de São Sebastião ($24^\circ S$), principalmente na porção sudoeste dessa região.

Figura 13 – *Isopletas de temperatura ($^\circ C$) (esquerda) e da componente de velocidade perpendicular à isóbata ($cm.s^{-1}$) (direita) durante o intervalo de 25 h. Os painéis superiores contemplam o verão e os inferiores o inverno. Extraído de Pereira et al. (2007).*

Figura 14 – *RMS das correntes baroclínicas da componente M_2 de maré, em cm/s, próximas à superfície do mar, obtidas em experimento numérico. Extraída de Pereira et al. (2007).*

Segundo Pereira et al. (2007) as marés internas geradas no talude podem ser aprisionadas por vórtices ou meandros da Corrente do Brasil, aumentando localmente a mistura vertical, mas também encontrando neles barreiras para propagação em direção à costa.

1.4 Hipótese e Objetivos

Intrusões em direção à costa da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) são a principal fonte de nutrientes para a PCSE (CASTRO et al., 2006). Ventos de leste-nordeste favoráveis, à ressurgência costeira, quando intensos e persistentes, forçam intrusões da ACAS pela camada profunda até cerca de 30-50 km da costa, embora nem sempre

ocorra o afloramento dessa massa de água (CASTRO; MIRANDA, 1998); (CASTRO, 2014). Nessas situações, eventos de marés internas energéticos, com propagação para a costa, podem ocasionar elevação da picnoclina em direção à superfície e mistura vertical intensa, suficiente para disponibilizar a ACAS na zona eufótica.

A Figura 15, disponibilizada pelo Dr. João Lorenzzetti, do INPE, mostra um evento de elevação transiente da termoclina em direção à superfície à sudoeste da Ilha de São Sebastião, nas proximidades do local onde Pereira et al. (2007) observaram, em resultados de modelo numérico, alta atividade da maré baroclínica M_2 (Figura 14). Essa combinação de observação com resultado de modelo numérico fornece suporte para a hipótese que elevações da termoclina em direção à superfície, ou mistura vertical intensa, nas proximidades da Ilha de São Sebastião, com escalas espacial entre pequena e meso e temporal na banda maregráfica, podem ser ocasionadas por marés internas semidiurnas.

Sob essa hipótese, estabelecemos como objetivo deste trabalho o estudo das marés internas na PCSE não levando em consideração sua interação com os outros movimentos presentes na região, particularmente na parte norte do litoral do Estado de São Paulo. A ferramenta básica adotada para esses estudos foi a modelagem numérica. O trabalho, portanto, está dividido da seguinte maneira. No Capítulo 2, estão os Métodos e os Dados, incluindo descrição do modelo numérico ECOM e as configurações utilizadas nos experimentos numéricos, a grade numérica e os parâmetros de inicialização. No Capítulo 3 são apresentados os resultados das rodadas barotrópica e baroclínica, comparando os mesmos com dados históricos e com trabalhos anteriores. Nesse capítulo apresentamos, ainda, os resultados para a mistura vertical induzida pelas marés baroclínica. O Capítulo 4 contém as conclusões da Dissertação.

Figura 15 – Temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) mapeada por satélite. Figura gentilmente cedida pelo Dr. João Lorenzzetti, do INPE.

2 Métodos e dados

Como vimos anteriormente, a geração e propagação das ondas de maré constituem um problema de mecânica dos fluidos. Para estudar suas feições, processos dinâmicos e termodinâmicos, conseqüentemente, podem-se utilizar modelos numéricos.

O modelo numérico utilizado neste trabalho, Estuarine and Coastal Ocean Model (ECOM), possui diferentes módulos, tais como hidrodinâmica, ondas e transporte de sedimentos. Aqui utilizaremos apenas o módulo hidrodinâmico. As equações que governam a dinâmica costeira possuem soluções em dois modos, o modo externo, representado por equações integradas na coluna de água, e o modo interno, no qual a estrutura vertical de massa da coluna de água é importante para a propagação de ondas. Ambos os sistemas de equações são resolvidos no modelo, utilizando uma técnica de separação de modos (SIMONS, 1974). Essa técnica permite o cálculo da elevação do nível do mar sem grandes sacrifícios computacionais, resolvendo o transporte de volume separado da velocidade vertical, e em passos de tempos distintos, devido às diferenças de escala temporais para movimentos barotrópicos e baroclínicos e é possível realizar experimentos onde os termos advectivos da equação do momento são negligenciados.

2.1 Sistema de Equações

O modelo numérico ECOM possui sua origem no Princeton Ocean Model (POM) (BLUMBERG ALAN F E MELLOR, 1987), e na sua versão para águas rasas (BLUMBERG; PARMESHWAR L.S; KIM, 2010). Esta versão do modelo utiliza um sistema de coordenadas horizontais, ortogonais e curvilíneas, melhorando as soluções para ambientes costeiros com linhas de costa irregulares, e sistema de coordenado vertical sigma seguindo a batimetria.

2.1.1 Equações primitivas

As equações primitivas do modelo não foram modificadas para o presente estudo. Ao longo do capítulo utilizarei u para o vetor velocidade e U, V, W para as suas componentes perpendicular à costa, paralela à costa e vertical, respectivamente. A coordenada vertical sigma é definida como:

$$\sigma = \frac{z - \eta}{D}, -1 < \sigma < 0 \quad (2)$$

onde z é profundidade, η é a elevação da superfície livre do oceano e $D = H + \eta$, sendo H a espessura da coluna de água. A partir dessa nova coordenada vertical (Eq. 2) podemos definir uma nova velocidade vertical:

$$\omega \equiv W - U\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} - V\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} - \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \right) \quad (3)$$

onde ω é a velocidade vertical na coordenada sigma e (U, V, W) são as componentes (x, y, z) do vetor velocidade u . Utilizando a Eq. 3, obtemos a equação da continuidade (Eq. 4), equação de conservação do momento (Eq. 5 e Eq. 6), equação de condução de calor (Eq. 7) e equação de difusão de sal (Eq. 8), na coordenada vertical sigma:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial UD}{\partial x} + \frac{\partial VD}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} \quad (4)$$

$$\frac{\partial UD}{\partial t} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_m}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right) - \frac{gD^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_{\sigma}^0 \rho \, d\rho + \frac{gD}{\rho_0} \frac{\partial D}{\partial x} \int_{\sigma}^0 \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \, d\rho + DF_x \quad (5)$$

$$\frac{\partial VD}{\partial t} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_m}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) - \frac{gD^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \int_{\sigma}^0 \rho \, d\rho + \frac{gD}{\rho_0} \frac{\partial D}{\partial y} \int_{\sigma}^0 \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \, d\rho + DF_y \quad (6)$$

$$\frac{\partial \theta D}{\partial t} + \frac{\partial \theta UD}{\partial x} + \frac{\partial \theta VD}{\partial t} + \frac{\partial \theta \omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_h}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right) + DF_{\theta} \quad (7)$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial t} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_h}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right) + DF_s \quad (8)$$

onde t é tempo, f é o dobro da componente vertical do vetor velocidade angular rotação da Terra ($f = 2\Omega \sin \phi$), onde Ω é velocidade angular da Terra e ϕ é a latitude, g é a aceleração da gravidade terrestre, K_m e K_h são os coeficientes de mistura vertical para viscosidade e difusão, respectivamente; ρ_0 é a densidade de referência e ρ é a densidade potencial ou in situ, para águas mais rasas, θ é a temperatura potencial e S é salinidade. Os termos F_x , F_y , F_{θ} e F_s representam os processos de mistura horizontal. O sistema de equações utiliza as aproximações de Boussinesq e hidrostática, e foi modificado da forma de não resolver os termos de advecção do momento. A densidade é obtida a partir da equação de estado:

$$\rho = \rho(\theta, S) \quad (9)$$

calculada a partir de Fofonoff (1962). A equação 9 é utilizada para calcular gradientes horizontais baroclínicos, presentes nos termos do gradiente de pressão e na estabilidade vertical da coluna de água, contidos no módulo de fechamento turbulento, que servirá para quantificar a mistura vertical a partir de K_m e K_h . As incógnitas prognósticas são U , V , ω , ρ e η .

2.1.2 O modo externo

No modo externo as ondas se propagam como ondas de gravidade de superfície, com velocidade de grupo $c = \sqrt{gH}$, permitindo a utilização de passos de tempo mais curtos. A partir da integração na profundidade das Eq. 4 a 6, e utilizando as condições de contorno cinemática:

$$\omega(x, y, 0, t) = 0 \quad (10)$$

$$\omega(x, y, -1, t) = 0$$

obtemos as equações de continuidade e momento para o modo externo:

$$\frac{\partial \bar{U} D}{\partial t} - f \bar{V} D + g D \frac{\partial \eta}{\partial x} - D \bar{F}_x = -\bar{w}u(0) + \bar{w}u(-1) - \quad (11)$$

$$-\frac{g D^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_{-1}^0 \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma' d\sigma + \frac{g D}{\rho_0} \frac{\partial D}{\partial x} \int_{-1}^0 \int_{\sigma}^0 \sigma' \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} d\sigma' d\sigma$$

$$\frac{\partial \bar{V} D}{\partial t} + f \bar{U} D + g D \frac{\partial \eta}{\partial y} - D \bar{F}_y = -\bar{w}v(0) + \bar{w}v(-1) - \quad (12)$$

$$-\frac{g D^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \int_{-1}^0 \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma' d\sigma + \frac{g D}{\rho_0} \frac{\partial D}{\partial y} \int_{-1}^0 \int_{\sigma}^0 \sigma' \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} d\sigma' d\sigma$$

$$\bar{F} = \int_{-1}^0 F d\sigma \quad (13)$$

Os termos de cisalhamento do vento são definidos como $\bar{w}u(0)$ e $\bar{w}v(0)$, e os termos de cisalhamento de fundo como $\bar{w}u(-1)$ e $\bar{w}v(-1)$. O cálculo do transporte do volume é obtido integrando as equações do modo interno na profundidade utilizando a equação 13, assim eliminando a estrutura vertical do problema.

2.2 Condição de contorno na superfície do oceano

Na superfície temos duas condições de contorno: a elevação de superfície do oceano, que por continuidade pode causar divergência ou convergência, dependendo do sinal do gradiente de pressão, e a tensão do cisalhamento do vento, na interface oceano-atmosfera, transportando energia para o oceano. Neste estudo não será utilizada a tensão de cisalhamento do vento, pois investigaremos movimentos devidos às forças gravitacionais.

Utilizaremos um modelo regional, para área limitada do oceano, definido pela grade da Figura 16. Nos contornos abertos do domínio elevações maregráficas foram utilizadas como elevação da superfície livre. Tais elevações foram retiradas da série de modelos globais para marés oceânicas TPXO (EGBERT; EROFEEVA, 2002), a versão utilizada foi a TPXO8-atlas. Os modelos do TPXO são modelos que interpolam as soluções das Equações Maregráficas de Laplace e dados de altimetria, por mínimos quadrados, gerando resultados de alta resolução ($1/30^\circ$) para regiões mais costeiras e de menor resolução ($1/6^\circ$) para o oceano profundo.

No website do TPXO (<http://volkov.oce.orst.edu/tides/global.html>) estão disponíveis as soluções das ondas de maré na forma de amplitude e fase em relação a Greenwich para 14 constituintes harmônicas. A partir destas amplitudes e fases foram reconstruídas as séries temporais de elevação do nível do mar para as 6 componentes harmônicas

de maré principais (M_2 , S_2 , N_2 , O_1 , K_1 , P_1) nos contornos da grade numérica para o período estudado.

Além das componentes diurnas e semidiurnas, a componente M_3 também foi adicionada às condições de contorno a partir do modelo FES2014, desenvolvido por Noveltis, Legos e CLS, e distribuído pelo website da Aviso+, com apoio de Cnes (<https://www.aviso.altimetry.fr/>).

2.3 Discretização

As equações são discretizadas horizontalmente utilizando a grade C de Arakawa (ARAKAWA; LAMB, 1977), na qual a componente U do movimento é definida a leste e oeste do ponto onde η e H são definidos, e V à norte e sul dos pontos de η e H. Esse tipo de grade foi demonstrado por Batteen Mary L e Han (1981) ser o mais efetivo em modelos de alta resolução espacial.

2.4 Experimentos numéricos

Foram feitos cinco experimentos com o modelo numérico. O primeiro experimento (B) resolve as equações integradas na coluna de água (marés externas), e os outros quatro experimentos resolvem as equações do movimento tanto para o modo externo quanto para o modo interno buscando elucidar a geração e propagação das marés internas. Os quatro experimentos para as marés internas foram divididos em: dois experimentos com o campo de massa idealizado (I), valores de temperatura e salinidade horizontalmente homogêneos e verticalmente heterogêneos definidos nos pontos de grade da região de estudo, com estratificação representativa do verão e do inverno; e dois experimentos com o campo de massa realístico (R), valores de

temperatura e salinidade representativos do verão e inverno, climatologia construída a partir de dados históricos por Gabriel Paschoal, no Laboratório de Hidrodinâmica Costeira (LHiCo).

Para o primeiro experimento (B) as velocidades e elevações obtidas resultam de uma somatória das ondas de maré se propagando na região a partir da condição de contorno de superfície livre imposta nos contornos abertos da grade numérica (bordas NE, SO e SE), como séries temporais de elevação do nível do mar para as 7 constituintes de marés escolhidas, sendo elas: M_2 , S_2 , N_2 , O_1 , P_1 , K_1 , M_3 . Os resultados foram analisados utilizando o método de análise harmônica (FOREMAN, 1977); (FOREMAN, 1978) para uma rodada de 60 dias, utilizando apenas os últimos 30 dias para análises. As elevações da superfície do mar e as correntes de maré serão validadas com séries temporais históricas das bases de Ubatuba e Cananéia, como também com os resultados de Harari e Camargo (2003).

Para os outros experimentos (I e R), além de impostas as elevações nos contornos das grades, possíveis geradores de marés internas, as rodadas são inicializadas com campos de massa verticalmente estratificados, condição necessária mas não suficiente para o aparecimento das ondas internas.

Para estes experimentos, os resultados foram analisados utilizando a análise harmônica para uma rodada de 40 dias, utilizando apenas os 20 últimos dias para análises.

2.5 Grade numérica e discretização vertical

A Figura 16 mostra a região a ser modelada. Horizontalmente, a grade numérica possui 110 pontos de grade na direção x (NW-SE) e 137 pontos de grade na direção y (NE-SW). Na direção x a resolução da grade varia entre 0,09 km e 23 km, com maior resolução na plataforma continental diminuindo ao largo. Na direção y, a resolução da grade varia entre 0,37 km e 30 km, com maior resolução na área central da PCSE diminuindo nas bordas da grade. Verticalmente, foram utilizados 24 níveis sigma de espaçamento variável, com maior resolução nas camadas superficial e de fundo.

Figura 16 – Grade numérica utilizada no modelo ECOM (pontos cinza) mostrando a seção transversal (pontos azuis) utilizada para apresentar as marés internase o ponto (vermelho) escolhido para seção vertical de série de tempo. As isóbatas estão em metros (linhas pretas).

As marés internas possuem alta variabilidade espacial e, para resolvê-las na região de estudo, é preciso uma resolução espacial da grade que comporte estes movimentos. Tomando o comprimento de onda de tais movimentos a partir do raio de deformação interno de Rossby ($\lambda = N_0 H T / H$), onde N_0 é a frequência de Brunt-Vaissala ($N_0 \approx 0.005 s^{-1}$ para a região, Figura 16), H é a espessura da coluna de água, T é o período de oscilação do movimento, para as componentes de maré utilizadas no trabalho, podemos obter a Tabela 1:

Tabela 1 – *Comprimento de onda das marés internas para as 7 componentes de maré utilizadas no modelo, a partir do raio de deformação interno de Rossby para profundidade (H) igual a 50 metros e 1000 metros. Os comprimentos de onda estão em quilômetros (km) e os períodos das componentes estão em horas.*

Componente	Período	H = 50 m	H = 100 m
M ₂	12.42 h	$\lambda = 7.1km$	$\lambda = 142km$
S ₂	12.00 h	$\lambda = 6.9km$	$\lambda = 137.5km$
N ₂	12.66 h	$\lambda = 7.2km$	$\lambda = 145.1km$
O ₁	25.82 h	$\lambda = 14.8km$	$\lambda = 245,9km$
P ₁	24.07 h	$\lambda = 13.8km$	$\lambda = 275.8km$
K ₁	23.93 h	$\lambda = 13.7km$	$\lambda = 274.2km$
M ₃	8.28 h	$\lambda = 4.7km$	$\lambda = 94.9km$

Ao sul da Ilha de São Sebastião, a resolução da grade na direção x varia de 0.09 km à 10 km, da costa até próximo à quebra da plataforma, e na direção y varia de 0.4 km à 10 km, de Santos até Ubatuba. Portanto a resolução da grade utilizada no trabalho comporta tais movimentos.

2.6 Inicialização

As rodadas são prognósticas e partem do repouso, com os movimentos forçados pelas ondas de marés e por gradientes temperatura e de salinidade. Os campos iniciais de temperatura e de salinidade foram obtidos da climatologia disponível no LHiCo, construídas por Gabriel Paschoal. Duas épocas do ano foram modeladas: verão e

inverno As forçantes para as duas rodadas vão gradualmente alcançando seu valor máximo no período de 10 dias. O passo de tempo utilizado nas duas rodadas é de 10 segundos para o modo externo, e 1 s para o modo interno. Para simplificar a complexidade da mistura das massas de água na região, os primeiros experimentos de cunho baroclínico foram inicializados com perfis médios de temperatura e salinidade para o verão (Figura 17) e inverno (Figura 18) retirados da climatologia mencionada. Esses perfis são médias aritméticas de toda a região.

Figura 17 – Perfis verticais médios de verão da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e salinidade (psu) à esquerda, e perfil vertical da raiz quadrada da frequência de Brunt-Vaissala (N_0) calculado a partir dos perfis de temperatura e salinidade, à direita. O eixo vertical nos dois painéis representa os valores de pressão.

Não há grandes diferenças entre os perfis de verão e inverno para temperatura e salinidade. Na Figura 17 observamos pequeno aumento da salinidade comparativamente à Figura 18. Ainda, no verão a superfície é mais quente do que no inverno. Em relação a frequência de Brunt-Vaissala, dada por:

$$N^2 = \frac{-g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (14)$$

Figura 18 – *Perfis verticais médios de inverno da temperatura (°C) e salinidade (psu) à esquerda, e perfil vertical da raiz quadrada da frequência de Brunt-Vaissala (s^{-1}) calculado a partir dos perfis de temperatura e salinidade, à direita. O eixo vertical nos dois painéis representa os valores de pressão.*

observamos que no verão o valor máximo se encontra na superfície, chegando a ser duas vezes maior do que no inverno. No inverno, há em subsuperfície outro máximo de N em 100 m. As Figuras 17 e 18 representam os perfis verticais utilizados nas rodadas idealizadas, onde os perfis de temperatura (T) e salinidade (S) são os mesmos para todos os pontos de grade. Nas Figuras 18, 19 podemos observar a distribuição horizontal e vertical dos perfis de temperatura e salinidade de verão no primeiro passo de tempo, utilizado na rodada realística. As distribuições de T e S (Figuras 18 e 19) seguem homogêneas na porção costeira e estratificadas ao largo. Essa configuração é favorável à formação de marés internas.

Figura 19 – Corte transversal na PCSE (Figura 16) mostrando o campo inicial de temperatura em $^{\circ}\text{C}$, utilizado na rodada realística na estação do verão. O eixo x é a distância da costa (origem Oxy) até o largo em km, o eixo y é a profundidade em m.

Figura 20 – Corte transversal na PCSE (Figura 16) mostrando o campo inicial de salinidade em psu, utilizado na rodada realística na estação do verão. O eixo x é a distância da costa (origem Oxy) até o largo em km, o eixo y é a profundidade em m.

2.7 Dados utilizados para validação

No trabalho estão apresentados os resultados obtidos sobre a propagação das marés externas e internas na PCSE e, para validação, foram utilizados dados históricos de elevação do nível do mar, séries temporais de correntes providas de correntógrafos fundeados e resultados de trabalhos publicados sobre a região descritos com mais detalhes na Tabela 2. Na Figura 3 estão destacados, em círculos e diamantes, os locais para validação. Os círculos vermelhos da Figura 1.3 (C1, C2 e C3) representam fundeios de correntógrafos do projeto Circulação Oceânica na Região Oeste do Atlântico Sul (COROAS/FC) nos períodos de 12/92 a 03/93 para o verão, e 07/93 a 09/1993 para o inverno. Os diamantes verdes (uba e can) representam marégrafos situados em Ubatuba e Cananéia, de onde foram utilizadas séries temporais de elevação do nível do mar nos períodos de 02/15 a 03/15, e os diamantes verdes (pst e ppg) representam os fundeios utilizados no trabalho de (??), onde foram utilizados os valores de amplitude e fase encontrados pelos autores na plataforma de Santos e Paranaguá, respectivamente.

Tabela 2 – *Locais para comparação entre dados e produtos do modelo. Com m sendo metros.*

Dado	Local	Longitude	Latitude	Profundidade correntômetros (m)
Correntes	C1	45° 25' W	25° 02' S	30, 58, 91
	C2	45° 05' W	25° 25' S	31, 74, 127, 190
	C3	44° 56' W	25° 33' S	29, 91, 293, 698
Tipos de dados				
Elevação	PST	45° 42' W	25° 01' S	Amplitude e fase
	PPG	47° 30.4' W	26° 18.1' S	Amplitude e fase
	UBA	45° 7.3' W	23° 30' S	Série temporal
	PPG	47° 55.5' W	25° 1.0'S	Série temporal

As elevações do mar obtidas pelos marégrafos em Ubatuba e Cananéia foram analisadas harmonicamente e as séries foram reconstruídas para cada componente de maré. O mesmo procedimento foi utilizado para a reconstrução das séries temporais para Santos e Paranaguá, a partir das amplitudes e fases publicadas no trabalho utilizado. As séries temporais dos correntógrafos nos pontos C1, C2 e C3 foram filtradas utilizando o filtro Lanczos-40h quadrático passa-baixa para retirar movimentos com períodos maiores que o inercial e analisados harmonicamente para se obter os parâmetros das elipses de maré (semieixo maior, inclinação e rotação).

A comparação dos resultados do modelo com os dados de elevação do nível do mar foi

feita a partir do método *skill* de Willmott (1981):

$$Skill = 1 - \frac{\sum |X_{modelo} - X_{dado}|^2}{\sum (|X_{modelo} - \bar{X}_{dado}| + |X_{dado} - \bar{X}_{dado}|)^2}, \quad (15)$$

sendo X a variável a ser comparada e $\bar{X}$ a média no tempo dessa variável.

Para as correntes, os resultados do modelos e os dados foram comparados ponto a ponto, e foi calculado o RMSE para cada rodada, definido como:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - y_i)^2}{n}} \quad (16)$$

sendo n o tamanho do conjunto a ser comparado, $\hat{y}$, o resultado do modelo e y , os dados coletados.

As comparações foram feitas diretamente entre os resultados dos experimentos numéricos e os dados observados, pois a escassa distribuição espacial das observações não permite uma análise estatística mais acurada.

3 Resultados e discussão

3.1 Resultados para a maré barotrópica

Na série de Figuras 21 – 24 temos os mapas das amplitudes e fases das oscilações da superfície do mar, e das elipses das correntes de maré, obtidas a partir da análise harmônica. Esses mapas são resultantes da rodada barotrópica (B) do modelo, construídos para as componentes M_2 e S_2 .

As marés semidiurnas, M_2 e S_2 , apresentam dois sistemas de propagação: um de nordeste e outro de sudoeste, evidenciado pelas linhas co-fase que crescem em direção à Santos a partir dos extremos norte e sul da grade. Na parte mais larga da PCSE, em frente a Santos, por exemplo, o regime é de co-oscilação, com a propagação da onda de maré na direção perpendicular à costa. As amplitudes das oscilações da superfície do mar crescem ao longo da porção sudoeste, entre Iguape e Paranaguá, onde possuem seu valor máximo, 0.45 m para M_2 e 0.29 m para S_2 (Figura 21 e 23). Harari e Camargo (1994) utilizaram um modelo regional linear e barotrópico (HARARI, 1985) para estudar as ondas de maré na PCSE, e encontraram um regime de propagação parecido, com as ondas atingindo a PCSE na parte nordeste e sudoeste da região e valores máximo de amplitude entre a região de Cananéia e Paranaíba, 0.35 m para M_2 e 0.24 m para S_2 . Harari e Camargo (1998) e Harari e Camargo (2003) utilizaram o modelo POM para estudar as componentes semidiurnas na região de Santos, e os resultados mostraram a co-oscilação em frente a Santos com as isolinhas de fase paralelas à costa.

As elipses das correntes de maré (Figuras 22 e 24) possuem rotação anti-horária em quase todo o domínio, têm direção quase-perpendicular às isóbatas entre Paranaguá e o sul da Ilha de São Sebastião nas regiões mais rasas, e direção quase-paralela à costa ao norte da Ilha de São Sebastião e ao sul de Paranaíba, com os maiores valores de

correntes atingindo 15cm s^{-1} para a M_2 dentro do canal de São Sebastião e 9cm s^{-1} para a S_2 próximo ao contorno aberto norte do Canal de São Sebastião. No trabalho de ??), as elipses de maré para as componente semidiurnas apresentam a mesma direção de propagação nas regiões mais rasas da PCSE, rotação anti-horária e correntes de maré M_2 mais intensas no contorno aberto frente a Ilha de São Sebastião, 11cm s^{-1} e 6cm s^{-1} para a componente S_2 em frente a Peruíbe. A grade numérica utilizada no trabalho citado não possui resolução suficiente para o Canal de São Sebastião.

Figura 21 – Amplitude (m) e fase em relação a Greenwich (graus) das elevações do nível do mar calculadas pelo modelo para a componentes de maré M_2 .

Figura 22 – Distribuição espacial das elipses de maré barotrópica da componente M_2 . Elipses de linha cheia (tracejada) representam rotação anti-horária (horária) e linha do centro representa a fase em relação a Greenwich. As isóbatas apresentadas são 100, 200 e 1000 m.

Figura 23 – Amplitude (m) e fase em relação a Greenwich (graus) das elevações do nível do mar calculadas pelo modelo para a constituinte de maré S_2 .

Figura 24 – Distribuição espacial das elipses de maré barotrópica da componente S_2 . Elipses de linha cheia (tracejada) representam rotação anti-horária (horária) e linha do centro representa a fase em relação a Greenwich. As isóbatas apresentadas são 100, 200 e 1000 m.

Ruffato (2007) realizou um estudo sobre os movimentos maregráficos na porção norte da PCSE e analisou as correntes de maré a partir de dados de correntógrafos fundeados. Os resultados encontrados pelo autor mostram concordância com os resultados aqui apresentados. As elipses das correntes de maré ao largo de Cabo Frio, nos correntógrafos mais próximos à superfície, são paralelas às isóbatas, e ao norte da Ilha de São Sebastião quase-perpendiculares às isóbatas, possuindo rotação anti-horária em quase todos os correntógrafos analisados. Neste trabalho, as inclinações das elipses de maré são de 20 graus ao norte de Cabo Frio e 150 graus ao norte da Ilha de São Sebastião para as duas componentes.

Pereira et al. (2007) realizou experimentos numéricos barotrópicos e baroclínicos na PCSE, utilizando a mesma grade numérica desta Dissertação, para a componente de maré M_2 . Os resultados indicaram dois sistemas de propagação na PCSE, com ondas de maré adentrando na parte sudoeste e noroeste e se encontrando ao largo de Santos, com elevação máxima de 0.4 m na parte oeste-sudoeste da PCSE. As elipses de maré apresentaram direção quase-paralela à topografia para o semi-eixo maior, na região de Cabo Frio, e quase perpendiculares às isóbatas na região em frente a Santos e ao largo da Ilha de São Sebastião.

Para validar nossos resultados, foram utilizadas séries temporais de elevação do nível do mar medidas em marégrafos localizados nas Bases de Pesquisa do Instituto Oceanográfico de Ubatuba e Cananéia, bem como séries temporais reconstruídas pelo método de análise harmônica a partir das contantes harmônicas dos pontos Santos e Paranaguá apresentados em ??) (Figura 3). O teste estatístico escolhido foi o skill, pois ele compara as médias e os desvios padrão entre as séries de tempo, e para fenômenos onde há variação periódica, é importante a consonância entre os desvios padrão das séries comparadas.

Na tabela 3 observamos os valores do teste skill para Ubatuba, Cananéia, Santos e Paranaguá para a componente M_2 . Os testes de skill revelaram boa correlação entre as séries temporais calculadas e medidas nos pontos escolhidos para as duas componentes semidiurnas. Os maiores valores encontrados são para a componente S_2 em todos os pontos comparados, com o maior valor de correlação para Ubatuba para as duas componentes, 0.984 e 0.996 para M_2 e S_2 , respectivamente.

Tabela 3 – *Valores do teste de Skill entre as séries temporais de elevação do nível do mar dos produtos do modelo e séries históricas para as componentes de maré M_2 e S_2 .*

Skill	M_2	S_2
Ubatuba	0.984	0.996
Cananéia	0.931	0.994
Santos	0.894	0.983
Paranaguá	0.944	0.957

A partir destes valores, podemos afirmar que o experimento barotrópico representou de forma satisfatória as componentes de marés semidiurnas com as maiores correlações em Ubatuba para ambos. Para o estudo das marés internas na região foi apenas utilizada a componente M_2 , por ser a mais energética.

3.2 Resultados para a maré baroclínica

Uma indicação do potencial gerador de maré interna pode ser deduzido pela teoria linear das marés, onde a inclinação do fundo (bs) é comparada com o número característico de onda interna, número que expressa o ângulo de incidência de tais ondas na região, como definido por Baines (1982) e por Craig (1987):

$$c^2 = \frac{\omega^2 - f^2}{N^2 - \omega^2} \quad (17)$$

onde c é o número característico de ondas interna, ω é a frequência de oscilação da onda interna, f é o parâmetro de Coriolis e N é a frequência de Brunt-Vaissala. Para o caso da variação da topografia acentuada, como no talude continental, a geração das ondas ocorre predominantemente próximo à quebra da plataforma continental (BAINES, 1982). Na Figura 25 está representado o contorno do valor da razão bs/c para a componente de maré M_2 na PCSE. As porções sem contorno da Figura 25 são locais onde os valores de bs/c ultrapassam 2, locais onde a inclinação de fundo deixa de ser favorável à geração de ondas internas. Os locais de valores críticos ($bs/c = 1$) e supercríticos ($1 < bs/c < 2$) se concentram próximos à quebra da plataforma e no talude, com os maiores valores nas porções central e norte da PCSE, e menores na porção sul. Nestes locais espera-se a geração das marés internas. Essa região da PCSE, situada entre as isóbatas de 600m e 1400m, foi identificada também por Pereira et al. (2007) e Ruffato (2007) como tendo potencial para geração da componente M_2 da maré baroclínica.

Figura 25 – Valores de bs/c para a maré M_2 na região de estudo.

Para a caracterização das marés internas M_2 na PCSE foram utilizados mapas de distribuição do RMS das correntes baroclínicas M_2 no nível sigma 0.00205, próximo à superfície do oceano (Figuras 26 a 29). Os mapas sugerem dois regimes de marés internas na PCSE, mais intensas na porção sul e menos intensa na porção norte. Há um padrão oscilante de altos e baixos valores ao longo do talude, ao largo da porção sul da PCSE, e maior intensificação do RMS ao largo da Ilha de São Sebastião na isóbata de 200 m, em todos os experimentos, sugerindo propagação de marés internas em direção à costa na parte norte da Plataforma Continental do Estado de São Paulo. Obtivemos correntes de maré baroclínicas mais intensas durante o verão, tanto para os experimentos idealizados quando para os realísticos, com intensificação das correntes próximo à Ilha de São Sebastião para todas as rodadas.

Ruffato (2007) ao analisar as correntes baroclínicas na região norte da PCSE encontrou correntes de maré para as componentes M_2 de $O(1\text{cm s}^{-1})$. Os resultados obtidos em

Pereira et al. (2007) apresentam feições para os valores do RMS na PCSE semelhantes aos obtidos neste trabalho, com os dois regimes de maré internas, um mais intenso na porção sul e outro menos intenso na porção norte, com intensificação das correntes de maré interna M_2 ao sul do Canal de São Sebastião. Pereira e Castro (2007) apresentam correntes de maré internas M_2 na porção norte da plataforma, próximo a Cabo Frio, com valores de 3cm s^{-1} para inverno e verão.

Figura 26 – RMS das correntes M_2 baroclínicas (cm s^{-1}) para o experimento idealizado no verão no nível sigma próximo a superfície ($\sigma = 0.00205$).

Figura 27 – RMS das correntes M_2 baroclínicas (cm.s^{-1}) para o experimento idealizado no inverno no nível sigma próximo a superfície ($\sigma = 0.00205$).

Figura 28 – RMS das correntes M_2 baroclínicas (cm.s^{-1}) para o experimento realístico no verão no nível sigma próximo a superfície ($\sigma = 0.00205$).

Figura 29 – RMS das correntes M_2 baroclínicas ($cm.s^{-1}$) para o experimento realístico no inverno no nível sigma próximo a superfície ($\sigma = 0.00205$).

Nas rodadas de verão, Figura 26 (I) e 28 (R), observam-se feições de alta e baixa para os valores do RMS ao sul do Canal de São, sendo mais nítidos para a rodada realística, sugerindo um local de propagação de marés internas M_2 . Para estudar a variação vertical das correntes de maré internas M_2 foram comparados os parâmetros das elipses de marés, semi-eixo maior, inclinação e rotação dos dados e dos resultados obtidos para todos os experimentos (Tabela 4). Os parâmetros das elipses de maré para os dados foram calculados a partir das séries temporais de velocidade total (maré total) dos fundeios do projeto COROAS (Tabela 3) na porção sul da PCSE (Figura 1). Para os resultados modelados, foram utilizadas as velocidades baroclínicas (maré total menos a maré barotrópica). Todas as séries temporais de velocidade, resultados e dados, foram filtradas para retirar os sinais subinerciais com o filtro Lanczos quadrático 40h passa-baixa.

Tabela 4 – *Comparação dos parâmetros das elipses de maré, semi-eixo maior A (cm/s), inclinação θ (graus) e direção de rotação R (positivo, antihorário), calculados a partir dos dados observados e dos resultados do modelo. Onde I, R, Verão e Inverno se referem as rodadas de idealizadas, realísticas, verão e inverno, respectivamente.*

		Observado						Rodadas (I)						Rodadas (R)					
		Verão			Inverno			Verão			Inverno			Verão			Inverno		
Local	Profundidade (m)	A	θ	R	A	θ	R	A	θ	R	A	θ	R	A	θ	R	A	θ	R
C1	30	5.0	107	+	4.9	98	+	6.7	134.9	-	6	135	-	5.9	134.9	-	6.1	134.9	-
	58	5.6	90	+	5.9	86	+	6.0	135	+	6.0	135	-	6.1	135	+	6.1	134.9	+
	91	5.9	93	+	6.3	97	+	5.7	134.9	-	6.1	134.9	+	6.4	135	-	6.1	135	+
C2	31	2.4	112	+	*			1.7	134.9	-	1.6	134.9	+	2.3	135	-	1.6	134.9	+
	74	2.6	113	+	3.2	104	+	2.4	134.9	-	2.0	134.9	+	2.0	134.9	+	1.8	135	+
	127	2.5	100	+	2.6	80	+	2.1	135	-	2.3	134.9	+	2.1	134.9	-	1.9	135	+
	190	4.1	127	+	3.5	95	+	2.1	135	-	2.4	135	-	2.3	134.9	+	2.2	135	+
C3	29	2.5	98	+	3.1	53	+	1.7	134.9	-	1.8	135	+	2.3	134.9	-	2.1	135	-
	91	2.7	121	+	2.3	59	+	1.6	134.9	-	1.7	134.9	+	2.0	134.9	-	1.7	135	-
	293	1.3	52	+	2.4	37	+	1.7	135	+	1.6	135	+	1.7	135	-	1.6	135	+
	698	1.6	75	-	1.7	110	-	1.7	135	+	2.0	134.9	-	1.5	135	+	1.6	134.9	-

No fundeio C1, localizado na plataforma continental próximo à isóbata de 100 m, observa-se intensificação das correntes de maré em direção ao fundo tanto para o verão quanto para o inverno. Nos resultados obtidos pelo modelo, apenas a rodada realística de verão apresentou comportamento semelhante. No fundeio C2, localizado na quebra da plataforma continental as correntes ficam mais intensas em 74 m e no fundo, comportamento não encontrado em nenhum experimento. No fundeio C3, localizado no talude, as correntes diminuem em direção a maiores profundidades para o verão e inverno, comportamento observado nas rodadas realísticas para as duas estações do ano. As variações das correntes ao longo da coluna de água sugerem a

propagação das ondas segundo o primeiro modo baroclínico para C1 e C3.

As inclinações das elipses resultantes do modelo têm direções semelhantes para todos os pontos comparados nas duas estações estudadas, 135° . Essa inclinação é parecida para a maioria das elipses de maré superficial nas porções mais internas da PCSE. Possíveis fontes de erros para as discrepâncias entre observações e resultados modelados para inclinações podem ser os efeitos da inexatidão da topografia de fundo (Pereira et al. 2007).

O RMSE do semieixo maior (A) para as rodadas idealizadas foi de 0.90 cm s^{-1} e 0.83 cm s^{-1} para o verão e inverno, respectivamente. Para as rodadas realísticas, 0.73 cm s^{-1} e 0.86 cm s^{-1} para o verão e inverno, respectivamente. Já para a inclinação (θ), o valor obtido foi de 41.3° para as rodadas de verão e 57.8° para as rodadas de inverno. Valores semelhantes de RMSE foram encontrados em Pereira et al. (2007). A ordem de grandeza das correntes encontradas nos experimentos numéricos é a mesma dos dados analisados.

As Figuras 30 e 31 apresentam a seção vertical do semi-eixo maior das elipses de maré M_2 para as rodadas de verão. Os valores decaem em direção ao largo, com correntes mais intensas nas regiões mais rasas, principalmente na isóbata de 25m chegando a 8 cm s^{-1} , mesma ordem de grandeza das correntes de maré barotrópica, e duas vezes maior que o valor máximo do RMS calculado. A intensidade das velocidades é condizente com os mapas de RMS para a maré interna M_2 , com altas e baixas na área superficial da seção.

Figura 30 – Seção vertical ao longo da PCSE do semieixo maior ($cm.s^{-1}$) das elipses de maré M_2 para a rodada I de verão.

Figura 31 – Seção vertical ao longo da PCSE do semieixo maior ($cm.s^{-1}$) das elipses de maré M_2 para a rodada R de verão.

Nas Figuras 32 e 33 estão representadas as isopletas de temperatura e de velocidade normal às isóbatas, para um período de 40h, no ponto próximo ao sul da Ilha de São Sebastião (Figura 16) para as rodadas de verão. As oscilações das isotermas e da velocidade zonal no tempo apresentam dois ciclos no período de 24 horas, o período

da maré interna M_2 , para as duas rodadas de verão.

Figura 32 – Contorno de temperatura ($^{\circ}C$) e velocidade normal ($cm.s^{-1}$) às isóbata para um período de 40h, no ponto escolhido (Figura 16) para a rodada I de verão.

Figura 33 – Contorno de temperatura ($^{\circ}C$) e velocidade normal ($cm.s^{-1}$) às isóbata para um período de 40h, no ponto escolhido (Figura 16) para a rodada R de verão.

3.3 Resultados para a mistura vertical

Os mecanismos de mistura vertical são apresentados aqui como parte das soluções de fechamento turbulento (MELLOR; YAMADA, 1982) do modelo ECOM. Os locais de maior atividade baroclínica serão os locais de interesse, principalmente a região ao sul da Ilha de São Sebastião, onde há alta atividade de marés internas e provável intensificação na mistura vertical. A mistura vertical é otimizada em locais de ocorrência de marés internas, e uma forma de mensurar tal fenômeno é a partir dos coeficientes de mistura. Quando as marés internas quebram, há um aumento significativo da mistura de propriedades químicas e físicas da água do mar. A seguir estão apresentados os resultados obtidos para K_h e K_m nas rodadas de verão. Nas Figuras 34 e 35 está representada a média temporal ao longo de 20 dias para os valores do coeficiente de mistura vertical difusivo para as rodadas de verão (I e R), para toda a extensão da PCSE no nível sigma próximo ao fundo $\sigma = -0.94995$.

Figura 34 – Média no tempo (20 dias) dos valores do coeficiente vertical viscoso ($10^{-3}m^2s^{-1}$, KH) na PCSE para a rodada I de verão, em nível $\sigma = -0,94995$. Os contornos batimétricos são: 50, 100, 200, 1000 e 2000 m.

Figura 35 – Média no tempo (20 dias) dos valores do coeficiente vertical viscoso ($10^{-2}m^2s^{-1}$, KH) na PCSE para a rodada R de verão, em nível $\sigma = -0,94995$. Os contornos batimétricos são: 50, 100, 200, 1000 e 2000 m.

Os maiores valores para K_h na rodada I de verão (Figura 34) são $9 \times 10^{-3}m^2s^{-1}$, sendo observados na parte central e sul da PCSE, com mistura mais intensa entre as isóbatas de 100 e 200 m ao largo de Cananéia. Ao sul do Canal de São Sebastião os valores de K_h chegam a $3 \times 10^{-3}m^2s^{-1}$. Para a rodada R (Figura 35), os valores chegam a $5 \times 10^{-2}m^2s^{-1}$.

As duas rodadas possuem regimes distintos entre si para o coeficiente de mistura viscoso, com a rodada realística mostrando uma mistura vertical mais intensa na isóbata de 200 m, quebra da plataforma continental, na região ao sul da PCSE. Pereira et al. (2007) encontrou valores para o coeficiente de mistura vertical três ordens de grandeza menores, mas um regime parecido para as rodadas idealizadas apresentadas aqui para experimentos numéricos utilizando perfis de temperatura e salinidade idealizados.

A partir da Figura 31 encontramos os locais de maior atividade das marés internas: as correntes geradas pelas marés internas contribuem para o aumento do cisalhamento vertical na coluna de água, resultando em misturas verticais mais vigorosas e, consequentemente, uma maior mistura das massas de água onde ocorrem esses eventos. Na Figura 36 observamos os contornos de K_h e K_m no ponto escolhido (Figura 16) pela profundidade em um período de tempo de 40h. As duas grandezas possuem a mesma ordem de magnitude, $1 \times 10^{-2} m^2 s^{-1}$, e aproximadamente mesma frequência de ocorrência. Os contornos nos mostram 2 eventos de maior energia em um período de aproximadamente 20 h, próximo ao período de oscilação de maré interna M_2 para as rodadas realística de verão.

Figura 36 – Contornos de K_h (à esquerda) e K_m (à direita) pela profundidade, em um período de 40h da rodadas R de verão, no ponto escolhido (Figura 16). Os valores estão em $m^2 s^{-1}$.

Próximo a isóbata de 25 m observamos uma concentração de maiores valores para os coeficientes de mistura chegando a $2 \times 10^{-2} m^2 s^{-1}$ (Figura 37). A distribuição ao longo da plataforma apresenta feições ondulatórias e os valores são nulos a partir da isóbata de 100 m.

Figura 37 – Seção vertical dos valores de K_h para a radial escolhida da rodada R de verão.

Os valores de K_h estão em $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. O eixo x representa a distância da costa ao largo em km, e o eixo y representa a profundidade em m.

Conforme o trabalho de MacKinnon e Gregg (2003a), os coeficientes de mistura típicos de plataformas continentais variam entre $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ e $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ em plataformas continentais, de acordo com os valores que obtivemos nos experimentos numéricos. Entretanto, os altos valores de mistura vertical que encontramos podem estar relacionados à ausência de interação entre as marés internas e os meandros e vórtices da Corrente do Brasil nos experimentos numéricos. Essas entidades de mesoescala podem confinar a energia das marés internas, impedindo propagação em direção à costa (PEREIRA et al., 2007).

4 Conclusão

O objetivo geral deste trabalho é descrever a geração e propagação das marés internas M_2 pela interação entre as marés externas e os gradientes topográficos no oceano estratificado na PCSE, com o objetivo específico de relacionar as marés internas M_2 e a mistura vertical causada por essas oscilações nas proximidades da Ilha de São Sebastião utilizando o modelo numérico ECOM e comparando os resultados obtidos nos experimentos numéricos com dados coletados e trabalho pretéritos.

O experimento barotrópico mostrou que as componentes de maré M_2 e S_2 possuem dois sistemas de propagação: de sudoeste e de nordeste. Essas frentes de onda encontram-se na região ao largo de Santos e se propagam em direção à costa. As maiores velocidades para as marés barotrópicas foram encontradas nas proximidades de São Sebastião, 12cm s^{-1} para a M_2 , e 9cm s^{-1} para a componente S_2 , com as maiores amplitudes de maré sendo 0.4m e 0.3m para as componentes M_2 e S_2 , respectivamente, na região oeste-sudoeste da PCSE. As elipses da maré barotrópica para as componentes M_2 e S_2 apresentam propagação perpendicular e quase-perpendicular nas regiões rasas e centrais da PCSE, e paralela e quase-paralela nas bordas sudoeste e nordeste, com predominância da rotação anti-horária em quase toda a região.

As marés internas M_2 são geradas em toda a extensão da PCSE com o RMS das correntes na superfície próximos a 4 cm s^{-1} . Há dois regimes distintos de marés internas M_2 na PCSE: maior ocorrência de correntes mais intensas na porção ao sul da Ilha de São Sebastião e menor ao norte da Ilha de São Sebastião. A comparação entre os parâmetros das elipses de maré interna M_2 calculadas e medidas apresentaram intensidade similares, porém os experimentos não representaram adequadamente as inclinações e fases das elipses de maré observadas.

Nas proximidades da Ilha de São Sebastião há intensificação das correntes de maré interna M_2 atingindo 8 cm s^{-1} nas regiões mais rasas, gerando oscilação nas isotermas com amplitudes da ordem de 10 m com período da componente de maré M_2 .

A mistura vertical encontrada no trabalho ultrapassa em até duas vezes em ordem de grandeza outros trabalhos feitos na região, e oscila com período próximo a das marés internas M_2 . As principais feições do regime de maré interna M_2 na PCSE foram encontradas, como geração e propagação, com diferenças significativas para os coeficientes de mistura vertical se comparado a trabalhos similares na região.

Referências

- ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. *General circulation models of the atmosphere*, Methods in computational Physics, v. 17, n. Supplement C, p. 173–265, 1977. Citado na página 26.
- AUCAN, J.; MERRIFIELD, M. Boundary mixing associated with tidal and near-inertial internal waves. *Journal of Physical Oceanography*, v. 38, n. 6, p. 1238–1252, 2008. Citado na página 16.
- BAINES, P. G. On internal tide generation models. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, Elsevier, v. 29, n. 3, p. 307–338, 1982. Citado na página 44.
- BATTEEN MARY L E HAN, Y.-J. On the computational noise of finite-difference schemes used in ocean models. *Tellus*, Wiley Online Library, v. 33, n. 4, p. 387–396, 1981. Citado na página 26.
- BLUMBERG, A. F.; PARMESHWAR L.S; KIM, N. A. Q. L. H. Stevens ecom. *Users Manual*, p. 200, 2010. Citado na página 22.
- BLUMBERG ALAN F E MELLOR, G. L. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. *Three-dimensional coastal ocean models*, Wiley Online Library, p. 1–16, 1987. Citado na página 22.
- CARRERE, L. et al. Fes 2014, a new tidal model—validation results and perspectives for improvements. In: *Proceedings of the ESA living planet symposium*. [S.l.: s.n.], 2016. p. 9–13. Citado na página 7.
- CARTER, G. S.; FRINGER, O. B.; ZARON, E. D. Regional models of internal tides. *Oceanography*, JSTOR, v. 25, n. 2, p. 56–65, 2012. Citado na página 16.
- CASTRO, B. d.; MIRANDA, L. d. Physical oceanography of the western atlantic continental shelf located between 4 n and 34 s. *The sea*, John Wiley Hoboken, NJ, v. 11, n. 1, p. 209–251, 1998. Citado na página 19.
- CASTRO, B. M. Summer/winter stratification variability in the central part of the south brazil bight. *Continental Shelf Research*, Elsevier, v. 89, p. 15–23, 2014. Citado 2 vezes nas páginas 8 e 19.
- CASTRO, B. M. et al. Multidisciplinary oceanographic processes on the western atlantic continental shelf between 4 n and 34 s. *The sea*, v. 11, p. 209–251, 2006. Citado na página 18.
- CASTRO, B. M. d. Correntes e massas de água da plataforma continental norte de são paulo. 1997. Citado na página 6.
- CRAIG, P. Solutions for internal tidal generation over coastal topography. *Journal of Marine Research*, Sears Foundation for Marine Research, v. 45, n. 1, p. 83–105, 1987. Citado na página 44.

DEFANT, A. Ebb and flow; the tides of earth, air, and water. *Ann Arbor, University of Michigan Press [1958]*, 1958. Citado na página 1.

EGBERT, G. D.; EROFEEVA, S. Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 19, n. 2, p. 183–204, 2002. Citado 2 vezes nas páginas 7 e 25.

FOFONOFF, N. Physical properties of sea-water. *The sea*, Interscience, v. 1, p. 3–30, 1962. Citado na página 24.

FOREMAN, M. Manual for tidal heights analysis and prediction. pacific marine science report. 77–10. institute of ocean sciences, patricia bay, 58 pp. *British Columbia, Canada*, 1977. Citado na página 27.

FOREMAN, M. Manual for tidal currents analysis and prediction, pac. *Mar. Sci. Rep*, v. 78, n. 6, p. 70, 1978. Citado na página 27.

GILL, A. Atmospheric-ocean dynamics, int. geophys. ser. *Academic Press*, v. 30, p. 662, 1982. Citado 2 vezes nas páginas vii e 3.

GREEN, J. M. et al. Internal waves, baroclinic energy fluxes and mixing at the european shelf edge. *Continental Shelf Research*, Elsevier, v. 28, n. 7, p. 937–950, 2008. Citado na página 5.

HARARI, J. Desenvolvimento de um modelo numérico hidrodinâmico tri-dimensional linear, para a simulação e a previsão da circulação na plataforma brasileira, entre 23°e 26°s. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, v. 33, n. 2, p. 159–191, 1985. Citado na página 37.

HARARI, J.; CAMARGO, R. Modelagem numérica da região costeira de santos (sp): circulação de maré. *Revista Brasileira de Oceanografia*, SciELO Brasil, v. 46, n. 2, p. 135–156, 1998. Citado 2 vezes nas páginas 8 e 37.

HARARI, J.; CAMARGO, R. d. Tides and mean sea level variabilities in santos (sp), 1944 to 1989. *Relatório Interno do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo*, v. 36, p. 1–15, 1995. Citado na página 7.

HARARI, J.; CAMARGO, R. de. Simulação da propagação das nove principais componentes de maré na plataforma sudeste brasileira através de modelo numérico hidrodinâmico. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, v. 42, n. 1-2, p. 35–54, 1994. Citado 4 vezes nas páginas 7, 8, 14 e 37.

HARARI, J.; CAMARGO, R. de. Numerical simulation of the tidal propagation in the coastal region of santos (brazil, 24 s 46 w). *Continental Shelf Research*, Elsevier, v. 23, n. 16, p. 1597–1613, 2003. Citado 4 vezes nas páginas 7, 8, 27 e 37.

HELLAND-HANSEN, B.; NANSEN, F. *The Norwegian Sea: its physical oceanography based upon the Norwegian researches 1900-1904*. [S.l.]: Det Mallingske Bogtrykkeri, 1909. Citado na página 4.

HENDERSHOTT, M. C. Long waves and ocean tides. *Evolution of physical oceanography*, The MIT Press, p. 292–341, 1981. Citado na página 5.

- HUTHNANCE, J. On shelf-sea 'resonance' with application to brazilian m3 tides. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, Elsevier, v. 27, n. 5, p. 347–366, 1980. Citado 2 vezes nas páginas 7 e 13.
- KLYMAK, J. M. et al. Reflection of linear internal tides from realistic topography: The tasman continental slope. *Journal of Physical Oceanography*, v. 46, n. 11, p. 3321–3337, 2016. Citado na página 16.
- MACKINNON, J.; GREGG, M. Mixing on the late-summer new england shelf—solibores, shear, and stratification. *Journal of Physical Oceanography*, v. 33, n. 7, p. 1476–1492, 2003. Citado na página 57.
- MACKINNON, J.; GREGG, M. Shear and baroclinic energy flux on the summer new england shelf. *Journal of Physical Oceanography*, v. 33, n. 7, p. 1462–1475, 2003. Citado na página 5.
- MARCHUK GURI I E KAGAN, B. A. *Dynamics of ocean tides*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 1989. v. 3. Citado na página 1.
- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, Wiley Online Library, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982. Citado na página 53.
- MESQUITA, A. d.; HARARI, J. Tides and tide gauges of cananeia and ubatuba-brazil (lat. 240 graus)[sao paulo, brasil]. Sao Paulo, SP (Brazil), 1983. Citado 2 vezes nas páginas 7 e 8.
- MESQUITA, A. d.; HARARI, J. Harmonic constants of tides and currents of the southern brazilian shelf. 1987. Citado 2 vezes nas páginas 7 e 8.
- MESQUITA, A. D.; HARARI, J. On the harmonic constants of tides and tidal currents of the south-eastern brazilian shelf. *Continental Shelf Research*, Elsevier, v. 23, n. 11-13, p. 1227–1237, 2003. Citado 3 vezes nas páginas 9, 12 e 14.
- MUNK, W.; WUNSCH, C. Abyssal recipes ii: Energetics of tidal and wind mixing. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, Elsevier, v. 45, n. 12, p. 1977–2010, 1998. Citado na página 4.
- NANSEN, F. The oceanography of the north polar basin. the norwegian north polar expedition 1893-1896. *Scient. Results*, v. 3, n. 9, 1902. Citado na página 4.
- PEREIRA, A. et al. Numerical simulation of m2 internal tides in the south brazil bight and their interaction with the brazil current. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 112, n. C4, 2007. Citado 14 vezes nas páginas vii, viii, 5, 15, 16, 17, 18, 19, 42, 44, 46, 50, 55 e 57.
- PEREIRA, A. F.; CASTRO, B. M. Internal tides in the southwestern atlantic off brazil: observations and numerical modeling. *Journal of physical oceanography*, v. 37, n. 6, p. 1512–1526, 2007. Citado 4 vezes nas páginas 15, 16, 17 e 46.
- RATTRAY, M. On the coastal generation of internal tides. *Tellus*, Taylor & Francis, v. 12, n. 1, p. 54–62, 1960. Citado na página 5.

RUFFATO, D. G. *Marés barotrópica e baroclínica na porção norte da plataforma continental sudeste*. [S.l.: s.n.], 2007. Citado 5 vezes nas páginas 15, 16, 41, 44 e 45.

SHROYER, E. L.; MOUM, J. N.; NASH, J. D. Vertical heat flux and lateral mass transport in nonlinear internal waves. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 37, n. 8, 2010. Citado na página 5.

SIMONS, T. J. Verification of numerical models of lake ontario: Part i. circulation in spring and early summer. *Journal of Physical Oceanography*, v. 4, n. 4, p. 507–523, 1974. Citado na página 21.

STOKES, G. G. On the theory of oscillatory waves. *Transactions of the Cambridge Philosophical Society*, v. 8, p. 441–455, 1847. Citado na página 4.

WILLMOTT, C. J. On the validation of models. *Physical geography*, Taylor & Francis, v. 2, n. 2, p. 184–194, 1981. Citado na página 36.

WUNSCH, C. Internal tides in the ocean. *Reviews of Geophysics*, Wiley Online Library, v. 13, n. 1, p. 167–182, 1975. Citado 2 vezes nas páginas 4 e 5.

ZEILON, N. O. On the seiches of the gullmar fjord. *Sv. Hydrogr. Biol. Komm Skr*, v. 5, n. 1, p. 1–49, 1912. Citado na página 4.

ZEILON, N. O. Experiments on boundary tides, goteborg vetenskamsmh. *Handl. Folj*, v. 5, 1934. Citado na página 5.