Danilo Augusto Silva

**Circulação gerada por ventos anômalos na
Plataforma Continental sudeste durante o verão
de 2014**

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:

Prof. Dr. Marcelo Dottori

São Paulo

2019

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO**

**Circulação gerada por ventos anômalos na
Plataforma Continental sudeste durante o verão
de 2014**

Danilo Augusto Silva

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.

Julgada em ____ / ____ / ____

VERSÃO CORRIGIDA

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

*Dedico este trabalho aos meus pais, Maria e João, que fizeram de mim
quem eu sou hoje, e as minhas irmãs, Marina e Mariana,
que me motivam a continuar em frente.*

*“If I have seen further than others,
it is by standing upon the shoulders of giants.”*

(Isaac Newton)

Sumário

Resumo	i
Abstract	i
Lista de Figuras	i
Lista de Tabelas	v
1 Introdução	1
1.1 Área de Estudo	3
1.1.1 Circulação na PCSE	7
1.1.2 Circulação na PCI e PCM	8
1.2 Verão de 2013/2014	10
2 Materiais e Métodos	14
2.1 Conjunto de Dados	14
2.2 Análise de Dados	18
2.2.1 Procedimentos Iniciais	18
2.2.2 Validação	19
2.2.3 Identificação de Eventos Anômalos	20
2.3 Modelagem Numérica da Circulação	21
2.3.1 Módulo Hidrodinâmico	21
2.3.2 Domínio Numérico	26
2.3.3 Condições Iniciais	28
2.3.4 Forçantes	28
2.3.5 Experimentos Numéricos	31
3 Resultados	33
3.1 Interpretação dos dados	33

3.2	Validação do Modelo	36
3.3	Experimentos Numéricos	41
3.3.1	Experimentos THFLX	43
3.3.2	Experimentos Qnet	54
4	Discussão	61
5	Conclusões	70
	Referências Bibliográficas	73

Agradecimentos

Fazer este trabalho foi, para mim, tão gratificante quanto estressante. Quem passou pela pós graduação sabe as dualidades que a vida acadêmica trás. Mas, mais do que isso, esses dois anos de mestrado me trouxeram amadurecimento e conhecimento. Ao chegar no fim desta etapa, só posso concluir o quanto tenho a agradecer.

Obrigado a minha família, por me proporcionar a oportunidade de seguir a carreira que sempre quis e por me apoiar durante os percalços que esta escolha me trouxe. Ainda sobre família, agradeço a minha companheira Luiza, por ter tornado essa caminhada mais agradável e por sempre acreditar em mim e, principalmente, me incentivar a fazer o mesmo.

Agradeço, também, a todos que me ajudaram a construir este trabalho, principalmente os colegas do Laboratório de Hidrodinâmica Costeira. Todos vocês foram essenciais para que os capítulos a seguir fossem escritos, dos ensinamentos práticos ao conselhos acadêmicos. Agradeço imensamente ao trabalho que vocês fizeram e continuarão fazendo.

Tão importante quanto, devo um agradecimento especial ao meu orientador, Marcelo Dottori, sempre presente e me guiando ao longo dessa jornada.

Por fim, agradeço aos colegas que me acompanham desde o início da graduação, me apoiando nos momentos ruins e comemorando os momentos bons. Graças a vocês concluo este episódio com a certeza de que posso e irei mais longe. Obrigado MUQATX.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001

Resumo

O verão de 2014, na região sudeste brasileira, foi marcado por períodos com déficits de precipitação e recordes de radiação solar incidente. Atribuiu-se os eventos anômalos a presença de um bloqueio atmosférico na região, que impediu a passagem de sistemas frontais durante todo o verão. Em um único episódio, ventos de nordeste influenciaram a região sudeste por mais de 24 dias seguidos. Utilizando a modelagem numérica, este trabalho procurou compreender como estes eventos podem impactar a circulação costeira, principalmente na plataforma interna e média, da Plataforma Continental Sudeste. Implementou-se o módulo hidrodinâmico do modelo Estuarine, Coastal and Ocean Model (ECOM), forçando a circulação com descarga fluvial reduzida, fluxo de calor, campos termohalinos climatológicos e ventos de reanálise. Identificou-se um pequeno avanço da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) pelo fundo, sendo bloqueado pelo intenso aquecimento das águas da plataforma interna. Com o contínuo estímulo de ventos de nordeste, há ocupação de ACAS em toda a coluna d'água, na região norte da PCSE, forçando um recuo da Água Tropical (AT). No restante da plataforma, o transporte de Ekman foi identificado como responsável pelo recuo da AT nas camadas superficiais, com um aumento do volume desta massa d'água em intrusões de subsuperfície. Variações no gradiente de densidade, na plataforma interna, intensificaram a corrente para nordeste entre Cananéia e São Sebastião, aumentando a área de ocupação desta feição na região. Ao norte de São Sebastião, no entanto, há enfraquecimento da corrente devido à divergência junto a costa, causado pelo transporte para o largo da plataforma. Assim, no final do período de bloqueio, a plataforma continental esteve ocupada com Água Costeira (AC) aquecida anormalmente e ACAS, com correntes intensificadas em quase todo o domínio, com mudanças das feições horizontais em áreas específicas.

Palavras-chave: Plataforma Continental Sudeste, bloqueio atmosférico, modelagem, circulação costeira

Abstract

The 2014 summer, on the Brazilian southeast region, was marked by a long period of precipitation deficits and strong income of solar radiation. Such event was attributed to the anomalous presence of an atmospheric blocking, that prevented the propagation of southerly cold fronts in the region. In a single event, northeasterly winds influenced the South Brazil Bight for 24 days in a row. Using numerical modeling, this work aims to understand how this events can impact the coastal circulation, mainly in the inner and mid shelves, of the South Brazil Bight. Therefore, the hydrodynamical module from the Estuarine, Coastal and Ocean Model (ECOM) was implemented, forcing numerical simulations with reduced estuarine discharge, heat flux, reanalysis derived winds and climatological thermohaline fields. It was indentified a small advance of South Atlantic Central Water (SACW) at the bottom, being thermally blocked by the intense heating at the inner shelf. However, with the influence of northeasterly winds, the SACW filled in the water column, forcing Tropical Waters (TW) towards offshore. In the rest of the domain, the Ekman transport was identified as the main mechanism to force TW retraction in the surface layers, also inducing a small increase in the subsurface intrusion of TW. Density gradient variations on the inner shelf intensified the northeastward currents, between Cananéia and São Sebastião, also creating an enlargement of this feature. North of the São Sebastião Island, however, it was observed a weakening of this current, due to the divergence closest to the coast, caused by the offshore transport. At the end of the blocking event, the South Brazil Bight was occupied with warmed Coastal Waters (CW) and SACW, with intensified currents all over the domain and changes in the horizontal features in specific areas.

Keywords: South Brazil Bight, atmospheric blocking, modeling, coastal circulation

Lista de Figuras

1.1	Plataforma Continental Sudeste	4
1.2	esquema gráfico das massas d'água da Plataforma Continental Sudeste e divisão da Plataforma Continental de São Paulo	6
1.3	Esquema conceitual da circulação de baixos níveis atmosféricos	11
2.1	Mapa em detalhe da região de estudo, com localização dos pontos de dados observados	19
2.2	Sistema de coordenadas vertical sigma (σ), extraído de Mellor (1998). . .	22
2.3	Plataforma Continental Sudeste	27
2.4	Climatologia de temperatura e Salinidade	27
2.5	Temperatura, salinidade e corrente na superfície após aquecimento de 8 dias, para o período de verão, usando como forçante a climatologia de temperatura e salinidade, apresentada na Seção 2.3.3.	28
3.1	Gráfico de barra com a quantidade de eventos detectados no algoritmo descritora Seção 2, no eixo das ordenadas, e a duração em dias na abscissa. 35	
3.2	Stickplot do vento a 10 metros da superfície do mar e dos três eventos mais duradouros detectados. O primeiro ocorreu no verão de 2014, com 24 dias detectados, o segundo em 2005, com 19, e o terceiro em 2012 com 17 dias. Os dados foram extraídos da reanálise CFSv2.	35
3.3	Stickplot do vento a 10 metros da superfície, próximo à Laje de Santos. Dados extraídos da reanálise CFSv2 para os meses de Janeiro e Fevereiro de 2012 a 2017. Os vetores foram normalizados pela máxima velocidade, o tracejado vermelho indica períodos com possível influência de ciclones subtropicais e o tracejado em azul indica o evento mais longo detectado, durante o verão de 2014.	36

- 3.4 Série temporal das componentes quase perpendicular, quase paralela à linha de costa e temperatura na superfície e no fundo, para o período de 9 de Janeiro a 01 de Março de 2014. A linha azul representa o produto do experimento anômalo 2 (EA2), enquanto que a linha vermelha representa o dado *in situ*. 39
- 3.5 Campo de temperatura da superfície do mar no experimento EA1 (superior, esquerda), experimento EA2 (superior, direita) e derivada do GHRSSST (inferior), para o dia 13 de Fevereiro de 2014. A escala de cor é a temperatura em $^{\circ}\text{C}$ e as linhas tracejadas representam as isóbatas de 40 e 80 metros. 40
- 3.6 Localização das seções verticais na Plataforma Continental de São Paulo, com a Seção Norte/Ubatuba (vermelho), Seção Centro/Santos (verde) e Seção Sul/Cananéia (Azul). Ao fundo e em cinza está a grade utilizada na modelagem numérica. 41
- 3.7 Seções climatológicas utilizadas para comparação dos experimentos numéricos. 42
- 3.8 Campos de temperatura na superfície, meio e fundo, em toda a Plataforma Interna e Média, para o experimento controle EC1 (esquerda) e experimento anômalo EA1 (direita), nos instantes referentes aos dias 17 de Janeiro (superior) e 13 de Fevereiro (inferior). A escala de cores representa a temperatura e os dados são apresentados até a isóbata de 100 metros em toda a extensão da Plataforma Continental Sudeste. 45
- 3.9 Seção vertical de temperatura em Ubatuba (esquerda), Santos (meio) e Cananéia (direita), no dia 13 de Fevereiro no experimento EA1. As cores representam a intensidade da temperatura, a linha tracejada representa a isoterma de 18°C , Δx é o deslocamento perpendicular a linha de costa e Δz o deslocamento vertical da isoterma de 18°C 46

3.10 Campos de salinidade na superfície, meio e fundo, em toda a Plataforma Interna e Média, para o experimento controle EC1 (esquerda) e experimento anômalo EA1 (direita), nos instantes referentes aos dias 17 de Janeiro (superior) e 13 de Fevereiro (inferior). A escala de cores representa a salinidade e os dados são apresentados até a isóbata de 100 metros em toda a extensão da Plataforma Continental Sudeste.	47
3.11 Seção vertical de salinidade em Ubatuba (esquerda), Santos (meio) e Cananéia (direita), no dia 13 de Fevereiro e no experimento EA1. As cores representam a intensidade da temperatura, a linha tracejada representa a isohalina de 36 e Δx é o deslocamento perpendicular a linha de costa da isohalina de 36.	48
3.12 Campos de velocidade na superfície, 40 e 80 metros de profundidade, para EC1 e EA1.	52
3.13 Seção vertical da componente paralela à costa em 13 de Fevereiro do experimento EA1	53
3.14 Seção vertical da componente perpendicular à costa em 13 de Fevereiro do experimento EA1	53
3.15 Campos de temperatura na superfície, meio e fundo, em toda a Plataforma Interna e Média, para o experimento controle EC2 (esquerda) e experimento anômalo EA2 (direita), nos instantes referentes aos dias 17 de Janeiro (superior) e 13 de Fevereiro (inferior). A escala de cores representa a temperatura e os dados são apresentados até a isóbata de 100 metros em toda a extensão da Plataforma Continental Sudeste.	56
3.16 Seção vertical de temperatura em Ubatuba (esquerda), Santos (meio) e Cananéia (direita), no dia 13 de Fevereiro no experimento EA2. As cores representam a intensidade da temperatura, a linha tracejada representa a isoterma de 18°C, Δx é o deslocamento perpendicular a linha de costa e Δz o deslocamento vertical da isoterma de 18°C.	57

- 3.17 Seção vertical de salinidade em Ubatuba (esquerda), Santos (meio) e Cananéia (direita), no dia 13 de Fevereiro no experimento EA2. As cores representam a intensidade da temperatura, a linha tracejada representa a isohalina de 36 e Δx é o deslocamento perpendicular a linha de costa da isohalina de 36. 58
- 3.18 Campos de velocidade na superfície, 40 e 80 metros de profundidade, para EC2 e EA2. 59
- 3.19 Seção vertical da componente paralela à costa, em Ubatuba (esquerda), Santos (meio) e Cananéia (direita), no dia 13 de Janeiro do experimento EA2. As cores representam a intensidade da velocidade, sendo positivas para nordeste e negativas para sudoeste, conforme orientação da linha de costa da Plataforma Continental Sudeste. 60
- 3.20 Seção vertical da componente perpendicular à costa, em Ubatuba (esquerda), Santos (meio) e Cananéia (direita), no dia 13 de Janeiro do experimento EA2. As cores representam a intensidade da velocidade, sendo positivas para nordeste e negativas para sudoeste, conforme orientação da linha de costa da Plataforma Continental Sudeste. 60
- 4.1 Série temporal, com frequência horária (vermelho) e mensal (azul), de radiação solar, em W m^{-1} , na estação meteorológica da Base de Pesquisa "Clarimundo de Jesus", Ubatuba, SP. A série compreende todo o período de Janeiro de 2013 à Novembro de 2018, sendo que as linhas pretas tracejadas indicam o início de Janeiro e final de Fevereiro de 2014 e as linhas pretas contínuas indicam o período do bloqueio atmosférico em estudo, de 13 de Janeiro a 15 de Fevereiro de 2014. 65

Lista de Tabelas

2.1	Resumo dos projetos utilizados para validação dos dados	17
2.2	Vazões fluviais estimadas para o período de bloqueio atmosférico	31
2.3	Experimento Numéricos e as forçantes consideradas simulação.	32
3.1	Parâmetros estatísticos calculados para as componentes paralela e perpendicular da velocidade do vento a 10 <i>m</i> da superfície	33
3.2	Descrição dos projetos utilizados para validação hidrodinâmica	37
3.3	Parâmetros estatísticos calculados entre as séries temporais extraídas da saída dos experimentos numéricos e as séries de dados observados e filtrados nos projetos ECOSAN e TRADICASS	38

Capítulo 1

Introdução

As trocas de massa e momento entre oceano e atmosfera definem os padrões de circulação mais importantes no mundo, regulando o clima e criando condições favoráveis para a existência e permanência da vida na Terra.

O balanço de calor na superfície dos oceanos é, em parte, positivo (i.e. ganho de calor pelo oceano) nas latitudes mais próximas do Equador e negativo (perda de calor) em altas latitudes. Como parte deste balanço, o oceano emite radiação, na forma de ondas longas, de volta para a atmosfera, aquecendo a massa de ar próxima a superfície e fazendo parte dos ramos ascendentes de ar das células convectivas da circulação atmosférica. Desta forma, a relação entre atmosfera e oceano determina parte dos padrões climáticos da Terra e uma anomalia local pode acarretar em eventos atípicos e de grande impacto na sociedade.

No contexto climático, estes eventos podem ser classificados em dois grupos, sendo um baseado em estatísticas climáticas simples como, por exemplo, a temperatura mais alta ou mais baixa diária, e um segundo grupo baseado em extremos derivados de eventos de sistemas complexos, que não ocorrem necessariamente anualmente, como secas e inundações (Easterling et al. 2000). Assim, um evento extremo é considerado como um evento anômalo numa região, podendo estar relacionado a prejuízos econômicos na infra estrutura, impactos na sociedade e perdas de vida humanas. Neste caso, podemos ainda denominá-los como desastres naturais (Alexander 2017).

Em 1995, os Estados Unidos vivenciaram um curto, mas intenso, episódio de onda de calor, deixando 830 mortos em todo o território norte-americano. Cerca de 60% dessa mortalidade aconteceu na cidade de Chicago, uma das mais populosas do

país (Changnon et al. 1996). No verão de 2003, a Europa enfrentou uma onda de calor que durou de Junho a metade de Agosto. Durante este período, observou-se recordes de temperatura máxima, superando os máximos observados nos anos 40 e 50 (Beniston 2004), causando a morte de mais de 30 mil pessoas, somadas as mortalidades de países como França, Alemanha, Espanha, Itália e Reino Unido, tendo sido classificado como um dos 10 piores desastres naturais Europeus (De Bono et al. 2004). No entanto, um novo evento de onda de calor na Europa ocorreu no verão de 2006, mas a mortalidade caiu, sugerindo uma adaptação dos países europeus às ondas de calor, através da criação de medidas preventivas, sistemas de aviso à população e sistemas de previsão de ocorrência destes eventos, reduzindo, assim, a perda de vidas humanas (Fouillet et al. 2008).

Altas temperaturas e ventos secos, ao atuarem sobre uma região por um longo período, podem causar secas meteorológicas (Swain et al. 2017), associadas às anomalias negativas de precipitação devido à baixa taxa de precipitação ou mesmo nenhuma chuva. Eventos como estes podem resultar em escassez de água e incêndios, prejudicando plantações, dentre outros impactos. Por outro lado, anomalias positivas de precipitação podem gerar inundações em regiões próximas a rios e lagos, causando impactos a curto prazo, como no episódio de chuvas intensas ocorrido em 2011 no Paquistão. Este evento causou a pior inundação na história do país, com cerca de 3000 mortes e mais de 20 milhões de pessoas afetadas, destruindo usinas de energia e torres de transmissão, totalizando um prejuízo estimado de 40 bilhões de dólares (Webster et al. 2011).

McPhillips et al. (2018) concluíram que os eventos mais estudados ao redor do mundo foram chuvas, inundações, calor e seca. Destes eventos, o mais frequente entre os anos 1995 e 2015 foram as inundações, atingindo cerca de 2 bilhões de pessoas, sendo que a seca foi o sexto evento mais frequente. Entretanto, em termos de impacto nas vidas humanas, eventos de seca ocupam o segundo lugar (Wahlstrom e Guha-Sapir 2015).

De fato, o aumento na ocorrência de eventos cada vez mais associados a desastres naturais é algo já bem documentado no meio científico e, embora tenha sido observada uma queda na mortalidade nos últimos anos, o prejuízo financeiro tem aumentado (Stephenson et al. 2008; Chang et al. 2012; McPhillips et al. 2018; Wallemacq 2018). Associa-se parte deste aumento no prejuízo à ocupação humana em regiões propensas a sofrer os impactos dos eventos extremos, enquanto que a própria ocupação humana aumenta a exposição e vulnerabilidade destas regiões, devido a alta densidade populacional.

onal, ocasionando, por exemplo, ilhas de calor urbana e poluição atmosférica que podem intensificar alguns eventos (Bouwer 2011).

Países com grande extensão territorial lideram em quantidade de eventos reportados nas últimas décadas (Wahlstrom e Guha-Sapir 2015). Ao analisar a relação entre pessoas afetadas com a população total em cada nação, destacam-se a Eritrea, no continente africano, e Mongólia, na Ásia. Ainda, a quantidade de mortes em desastres naturais comparada com a população total revela que países como Venezuela e Myanmar possuem as maiores porcentagens (Wallemacq 2018). Este cenário evidencia a questão de que países subdesenvolvidos são os mais potencialmente vulneráveis aos impactos de eventos extremo e, por consequência, às mudanças climáticas (Mirza 2003), devido a combinação dos fatores econômicos, sociais e políticos que moldam o ambiente em que essas pessoas vivem (Twigg 2004).

No Brasil, o verão de 2013/2014 foi marcado por valores extremos de temperatura e precipitação, quando comparado com as médias históricas das regiões do país. O sudoeste da Bacia Amazônica teve precipitações 100% acima do normal, resultando em inundações extremas no Amazonas (Espinoza et al. 2014), enquanto que o sudeste brasileiro enfrentava o pior episódio de seca nas últimas décadas (Nobre et al. 2016). O impacto da seca no sudeste levou a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) a uma crise hídrica, afetando indústrias, turismo, lazer, gerando inflação em alimentos e nas tarifas de energia, entre outros (Marengo et al. 2015).

1.1 Área de Estudo

No contexto do evento ocorrido durante o verão de 2014, uma das regiões diretamente impactada foi a região Sudeste brasileira. A Plataforma Continental Sudeste (PCSE), localizada entre Cabo Frio (23°S), no RJ, e o Cabo de Santa Marta (28°40'S), em SC, é parte integrante do Oceano Atlântico Sudoeste, estando em constante troca de massa e energia com o oceano profundo adjacente. Sua largura máxima ocorre ao largo de Santos (SP), com cerca de 230 km, sendo mais estreita nas extremidades, chegando a 50 km em Cabo Frio (Figura 2.3). A quebra da plataforma ocorre em profundidades variando entre 120 e 180 m (Zembruski 1979). A orientação da linha de costa é NE-SW, sofrendo uma mudança brusca de orientação na região de Cabo Frio (RJ), onde passa

a ter uma orientação E-W, com as isóbatas acompanhando essa orientação, descrevendo uma topografia suave e com um volume total estimado de 10.000 km^3 , considerando uma profundidade média de 70 m (Castro 1996).

Figura 1.1: Plataforma Continental Sudeste (PCSE).

A PCSE apresenta características típicas de uma plataforma do tipo A ("plataforma continental larga com corrente de contorno oeste") (Loder et al. 1998), com a Corrente do Brasil influenciando a parte mais externa da plataforma (sobre a quebra do talude), mas não tendo influência nas regiões mais costeiras (Castro 2014).

Devido a sua extensão, a PCSE é uma zona de grande valor econômico, uma vez que diversos empreendimentos costeiros estão instalados nesta região, como o Porto de Santos, estações de extração de petróleo e gás, indústrias e outros empreendimentos atrelados ao desenvolvimento do país. Sendo assim, torna-se de suma importância compreender os mecanismos que controlam a circulação da plataforma e suas interações, a fim de mitigar quaisquer intervenções, atópicas ou não, na região.

Ao largo da PCSE, a Corrente do Brasil transporta, basicamente, duas massas de água (Miranda 1982; Campos et al. 1995; Silveira et al. 2000):

- Água Tropical (AT), transportada em profundidades de até 200 m , com temperatura superior a 20°C e salinidade superior a 36 e;
- Água Central do Atlântico Sul (ACAS), transportando abaixo da piconclina (entre 200 e 600 m) águas com temperaturas inferiores a 20°C e salinidade abaixo de 36.4.

Junto a costa, a descarga de sistemas estuarinos introduzem águas de baixa salinidade, caracterizando a Água Costeira (AC), com temperaturas que variam sazonalmente. Sendo assim, três massas d'água preenchem a PCSE (Figura 1.2), com a AC ocupando a região mais costeira, AT ocupando níveis superficiais da coluna d'água e, por fim, a ACAS ocupando os níveis mais inferiores (Emílsson 1961; Miranda e de Castro 1979; Miranda 1982; Castro e Miranda 1998; Cerda e Castro 2014).

A existência de massas d'água com características hidrográficas bem definidas e distintas entre si, caracterizam a formação de frentes na região, devido a intensificação do gradiente quase-horizontal destas características. Na PCSE, a Frente Térmica Profunda (FTP) separa, na camada de fundo, água fria associada a intrusão da ACAS, da água mais quente da AC. Já a Frente Halina Superficial (FHS) separa, na camada superficial, água de origem costeira (AC) de água oceânica (AT), dependente das intrusões da Corrente do Brasil (Castro 1996).

Embasado em trabalhos anteriores, no conhecimento sobre as propriedades termohalinas da região da Plataforma Continental Norte de São Paulo (PCNSP) e análises de dados hidrográficos, Castro (1996) propôs a divisão da plataforma em 3 ambientes (Figura 1.2), com variação sazonal:

- **Plataforma Continental Interna:** localizada entre a costa e FTP, a PCI varia sazonalmente, possuindo uma largura de 10-30 km e um limite externo entre as isóbatas de 20-40 m no verão e largura de 40-80 km com limite externo entre as isóbatas de 50 e 70 m no inverno. Embora possua uma variação sazonal, ao longo de todo o ano a região apresenta grande tendência à homogeneidade tridimensional das propriedades físicas;
- **Plataforma Continental Média:** compreendida entre FTP e FHS, é bem definida no verão, com a presença da termoclina sazonal, variando de 10-30 km da costa até aproximadamente 60-80 km. No inverno, a PCM reduz, compreendendo uma região de 40-60 km a 60-80 km, a partir da costa e
- **Plataforma Continental Externa:** prolongando-se da FHS, entre as isóbatas de 70 e 90 m, até a quebra da plataforma continental. Possui estratificação vertical bem definida, mas com termoclina mais difusa no verão, e possui pequena variação sazonal de suas propriedades.

Figura 1.2: Esquema gráfico das massas d'água que ocupam a PCSE e suas principais características. A área em verde representa a região ocupada pela Água Costeira (AC), a região laranja representa a Água Tropical (AT) e a azul a Água Central do Atlântico Sul (ACAS). A região em branco representa a mistura entre as massas, mas sem uma definição precisa. As linhas pretas representam a compartimentalização da Plataforma Continental Norte de São Paulo (PCNSP), para uma condição típica de verão, onde PCI, PCM e PCE representam as regiões da plataforma interna, média e externa, respectivamente, separadas pela Frente Térmica Profunda (FTP) e Frente Halina Superficial (FHS).

Castro (2014) identificou em seu trabalho que o principal processo da estratificação da PCI e PCM ao largo de Ubatuba é a advecção de flutuabilidade, sendo que na PCI é devido a descarga fluvial com águas de baixa salinidade e, na PCM, pela intrusão da ACAS no fundo. Tal variação sazonal pode ser atribuída a outras regiões da PCSE, desde o norte, próximo a Cabo Frio, quanto ao sul, próximo a Santa Catarina (Júnior et al. 2014; Cerda e Castro 2014; Brandini et al. 2014).

Desta forma, podemos utilizar a subdivisão da Plataforma Continental em diversas regiões da PCSE (Rezende 2003; Cerda e Castro 2014), atentando-se para possíveis particularidades, como no caso de Santa Catarina, onde no verão a subdivisão é adequada, mas no inverno deve-se considerar possíveis intrusões de águas de baixas temperaturas vindas do Rio Grande do Sul (Carvalho et al. 2010).

1.1.1 Circulação na PCSE

As correntes na PCSE são forçadas pelos seguintes processos:

- Corrente do Brasil (CB): influencia, principalmente, a PCE, ao gerar movimentos devido os meandros e vórtices liberados. Em regiões de plataforma mais estreita, a influência da CB pode ocupar toda a extensão da plataforma (Castro et al. 2008);
- Marés: geram correntes perpendiculares à costa, nas regiões mais largas da PCSE, e correntes paralelas à costa em regiões mais estreitas da PCSE (Pereira et al. 2007), sendo que a componente M2 é a de energia mais significativa;
- Gradientes de Densidade: causado quando águas de origem continental e, portanto, de baixa salinidade, se encontram com as águas da plataforma, de maior salinidade, ocasionando correntes geostróficas paralelas à linha de costa, deixando-a a esquerda do movimento (Brink 2005; Morais 2016) e
- Tensão de Cisalhamento do Vento: é a maior forçante de mecanismos de baixa frequência na circulação costeira. O regime de ventos na região Sudeste brasileira é determinado por dois sistemas meteorológicos, a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e Sistemas Frontais (Castro e Miranda 1998). A ASAS está relacionada com o regime de vento predominante da PCSE, com ventos de leste e nordeste, que são intensificados no verão. Já os sistemas frontais, ou frentes frias, ocorrem em um período de 6 a 11 dias, formadas ao sul do Brasil e associadas a ventos do quadrante sul (Stech 1990; Stech e Lorenzetti 1992).

Os movimentos das águas da PCSE são geradas por uma combinação diferente das forçantes citadas, em diferentes regiões da plataforma e em distintas escalas espaciais e temporais Castro (1996). Na plataforma externa, as correntes são forçadas, principalmente, pela Corrente do Brasil (Castro et al. 2008), com pequenas contribuições da tensão do cisalhamento dos ventos na direção quase paralela às isóbatas locais (Dottori e Castro 2009). Já na plataforma média, a forçante predominante é a tensão do cisalhamento dos ventos, sendo que a influência da Corrente do Brasil só é observada nas regiões mais estreitas da plataforma (Palóczy et al. 2014). Por fim, a plataforma interna possui influência dos gradientes de densidade e a tensão de cisalhamento do vento (Castro 1996).

1.1.2 Circulação na PCI e PCM

Segundo Castro (1996), a circulação em grande parte da plataforma interna é forçada, em diferentes escalas de tempo, pelos ventos, marés e por gradientes de densidade. Entretanto, a maior variância das correntes na PCI e na PCM, foram observadas em duas bandas de frequência, 3-7 e 9-15 dias, associados às oscilações do vento e do nível do mar (Castro e Miranda 1998).

Castro (1996), ao analisar dados *in situ* na plataforma interna, ao largo de Ubatuba, comprovou a predominância de correntes para SW durante o inverno, com valores típicos da ordem de 0.2 m.s^{-1} , havendo eventos de inversão do fluxo para NE, com intensidades da ordem de 0.10 m.s^{-1} . Segundo o mesmo autor e demonstrado posteriormente por Dottori e Castro (2009), a componente paralela à costa da corrente é essencialmente barotrópica, representando 95% da variância. Além disso, observou-se que as correntes quase paralelas à costa foram as mais intensas, apresentando uma variabilidade temporal mais energética que as correntes quase perpendiculares.

Valente (1999) analisou dados correntográficos na plataforma interna, ao largo de Praia Grande e Ubatuba, no litoral Norte de São Paulo. Observações ao sul da Ilha de São Sebastião apresentaram correntes mais frequentes para N-E, enquanto que os pontos a norte da mesma ilha apresentaram correntes opostas, para S-W. Tal fato foi confirmado por Mazzini (2009), ao analisar correntográficos entre Peruíbe e São Sebastião (SP). Desta forma, pode-se constatar que, durante o verão, há um balanço entre a corrente gerada pela tensão de cisalhamento do vento, para SW, e a corrente gerada pelo gradiente de densidade, para NE, devido a geostrofia, como concluído por Moraes (2016), através de análises correntográficos e experimentos numéricos realizados para a plataforma interna da PCSE.

A principal forçante da circulação da plataforma média são os ventos, havendo coerência significativa entre plataforma interna e média, em oscilações de períodos médios e curtos. A direção predominante dos fluxos na PCM são para SW, com intensidade entre $0.2\text{-}0.3 \text{ m.s}^{-1}$, havendo inversões para NE mais frequentes do que na PCI. Entretanto, a componente paralela é essencialmente barotrópica e a componente normal possui um grande cisalhamento vertical, tornando os modos baroclínicos de grande importância (Castro 1996; Dottori e Castro 2009).

Diversos estudos numéricos para avaliar a resposta da plataforma interna aos

regimes de ventos foram realizados. Castro (1985) estudou a resposta hidrodinâmica barotrópica da PCSE ao vento climatológico típico de inverno, obtendo como conclusão que as correntes ficam confinadas na plataforma continental com escala de decaimento de 70-120 km da costa. Ainda neste estudo, foi possível observar que a componente normal à costa é dominada pelo balanço geostrófico e a componente paralela à costa está em balanço friccional entre a tensão de cisalhamento do vento e a tensão de cisalhamento com o fundo nas áreas mais costeiras.

As correntes paralelas à costa podem sofrer inversão de sentido, em escala subinercial, devido à passagem de sistemas frontais (Stech e Lorenzzetti 1992; Dottori e Castro 2009). Coelho (2008) estudou a resposta da PCSE a ventos sazonais e sinóticos de verão, obtendo como resultados fluxos para NE na plataforma interna e para SW na plataforma média e externa. O autor utilizou como forçante a passagem de sistemas frontais típicos de verão na região, onde a porção ao sul da Ilha de São Sebastião apresentou a resposta com maiores intensidades a este evento. Com a inversão do regime de ventos na PCSE, durante a passagem da frente, observou-se que as correntes na plataforma interna são intensificadas, enquanto que na plataforma média e externa há um enfraquecimento da corrente nas camadas mais superficiais. Além dos movimentos horizontais gerados por ventos locais, a variabilidade subinercial das correntes paralela à costa podem ser influenciadas por ventos remotos, através de Ondas de Plataforma Continental (OPC), forçando uma resposta barotrópica da corrente (Castro e Lee 1995). Mais recentemente, Dottori e Castro (2018) observaram que a consideração dos ventos remotos em simulações numéricas, de fato, melhoram em até 20% a correlação entre a componente paralela modelada e a observada, sendo este aumento estritamente barotrópico, confinado à PCI e PCM.

Morais (2016), ao analisar um extenso conjunto de dados e utilizando modelagem numérica, corrobora os trabalhos acima apresentados. No entanto, a variabilidade provocada pela descarga fluvial ainda não foi devidamente analisada, devido a ausência de dados de vazão dos principais rios e estuários da PCSE, para averiguar seu papel na circulação resultante na PCI e PCM. Ainda assim, espera-se que, em períodos de maior chuva, a descarga fluvial aumente, reduzindo a salinidade das águas da PCI, intensificando o gradiente horizontal de densidade, tendendo a gerar correntes geostróficas que deixam a costa à esquerda do movimento (Rezende 2003).

Mesquita e Harari (1983) analisaram dados horários de nível do mar para um

período de um ano, em Cananéia e Ubatuba, concluindo que as constituintes diurnas dominantes nas estações foram, respectivamente, O_1 , com amplitudes de 0.110 e 0.109 m , e K_1 , com amplitudes de 0.065 e 0.059 m . Entre as semi-diurnas, os valores obtidos foram: M_2 , 0.366 e 0.297 m , e S_2 , com 0.0237 e 0.171 m . Todas as constituintes apresentaram rotação anticiclônica, com exceção da O_1 , e toda a energia proveniente dessas componentes é transportada ao longo da plataforma por ondas de Poincaré e de Kelvin (Munk et al. 1970).

As correntes de maré na PCI são, em geral, uma ordem de grandeza menos intensas do que as correntes geradas pela combinação das forçantes de gradiente de densidade e tensão de cisalhamento do vento (Castro 1996; Morais 2016), sendo que nas proximidades de Santos e no Canal de São Sebastião, Valente (1999) obteve magnitudes em torno de 0.02 a 0.06 $m.s^{-1}$.

1.2 Verão de 2013/2014

Durante o verão austral de 2014, uma fonte de calor equatorial, situada no Norte e Nordeste da Austrália, induziu uma teleconexão tropical e extratropical, culminando no mais intenso episódio de seca vivenciado pela região Sudeste brasileira, gerando impactos nos setores da indústria, turismo, lazer e economia da região (Marengo et al. 2015).

Teleconexões podem intensificar eventos climáticos causados por condições locais, tornando-os eventos extremos (Stan et al. 2017). Neste episódio, a fonte de calor induziu um movimento atmosférico ascendente, intensificando a célula de circulação zonal de Walker, subsidindo na região central do Pacífico equatorial. Nesta mesma região ocorre a subsidência da célula de circulação meridional de Hadley, cujo ramo ascendente localiza-se em 30°S e entre 150°W e 110°W, uma importante região de formação de ondas de Rossby atmosférica. Essa série de fenômenos juntos induziram a uma teleconexão tropical-extratropical através da onda de Rossby estacionária, cujo padrão ondulado, com centros de alta e baixa pressão alternados, propagou-se em direção a América do Sul, com um centro de circulação de alta pressão persistente atuando sobre o Sudeste Brasileiro. Informações mais detalhadas sobre os mecanismos que levaram ao evento do verão de 2014 podem ser obtidas em (Coelho et al. 2016).

Este centro anticiclônico persistente foi determinado como a causa do episódio

de bloqueio atmosférico observado na região no verão de 2014, afetando os sistemas atmosféricos responsáveis pelo regime de precipitação da região. Em condições normais de verão, a umidade da Amazônia, trazida pelo Jatos de Baixos Níveis (JBN), atuam na formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Ainda, há a presença de sistemas transeuntes de sul, denominados Frentes Frias, que, em conjunto com a ZCAS, formam os padrões de precipitação da região Sudeste brasileira (Figura 1.3.A). A presença de bloqueios anticiclônicos impede o deslocamento, no sentido do Equador, de sistemas frontais, que auxiliam no desenvolvimento da ZCAS sobre a região sudeste Brasileira (Nieto-Ferreira et al. 2011), resultando no evento seco observado na região (Figura 1.3.B).

Eventos extremos de calor e precipitação estão associados a bloqueios atmosféricos, regulando a variabilidade climática de médias latitudes (Sillmann e Croci-Maspoli 2009). Rodrigues e Woollings (2017), ao analisar a frequência de bloqueios atmosféricos na América do Sul, constataram que a maioria dos eventos possui uma duração de 4 ou 5 dias. Ainda neste trabalho, detectou-se o evento ocorrido no verão de 2014, com a região sudeste Brasileira sob atuação de bloqueios por 50 dias, com a passagem de apenas 4 sistemas frontais. Entretanto, um único evento durou 30 dias ininterruptos, de 15 de Janeiro a 13 de Fevereiro de 2014.

Figura 1.3: Esquema conceitual da circulação de baixos níveis atmosféricos em um verão normal (painel A) e o verão anômalo de 2014 (painel B), onde as siglas FF representam as Frentes Frias, JBN são os Jatos de Baixos Níveis e ZCAS é a Zona de Convergência da América do Sul. Adaptado de Marengo et al. (2015).

A região sudeste Brasileira apresentou os menores índices de precipitação desde 1961, com a média regional de precipitação atingindo -250mm durante o primeiro tri-

mestre de 2014, sendo que a anomalia de precipitação entre Dezembro de 2013 e Março de 2014 foi de até -400mm (Coelho et al. 2016). O bloqueio da formação da ZCAS na região é atribuído como o principal fator desses recordes de precipitação, considerando a anticorrelação existente entre precipitação e formação da ZCAS com os dias sobre influência de bloqueios atmosféricos no sudeste. Com a atuação do bloqueio, um centro de alta pressão, não houve atividade convectiva ascendente e, com isso, não houve formação de nuvens, tanto no continente quanto no oceano. Desta forma, a temperatura do ar próximo a superfície atingiu valores extremos de até 3°C acima da média climatológica para a região (Rodrigues e Woollings 2017).

A atuação deste sistema durante o verão de 2014, somado a má gerência dos recursos hídricos na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) e o crescimento na demanda de água, culminaram na crise hídrica anunciada pelo Governo do Estado de São Paulo, em Agosto de 2015. Como consequência da seca, além do impacto no abastecimento hídrico da população, houve impactos socioeconômicos, no turismo e lazer às margens dos rios e represas, aumento do preço dos alimentos, na tarifa de energia e aumento no número de focos em queimadas, além do impacto na economia, ao afetar as indústrias (Marengo et al. 2015).

A região sudeste brasileira contém um dos maiores centros metropolitanos do mundo, com uma alta densidade de habitantes e importantes instalações em sua linha de costa. Portanto, compreender como fenômenos de bloqueio, que alteram a dinâmica atmosférica regular, influenciam na hidrodinâmica da região é de fundamental importância.

Neste trabalho, investigou-se a influência do bloqueio atmosférico durante o verão de 2014 na Plataforma Continental Sudeste, em específico nas plataformas interna (PCI) e média (PCM). Observou-se como os ventos de nordeste, com característica persistente por, aproximadamente, 30 dias ininterruptos, influenciou a circulação costeira nestes compartimentos, alterando direta e indiretamente as principais forçantes que controlam o movimento das águas próximo à costa.

Hipótese Científica

A hipótese científica deste trabalho é que eventos de bloqueio atmosférico podem afetar a circulação costeira na Plataforma Continental Interna e Média, ao variar as principais forçantes de circulação nessas regiões, como a circulação baroclínica causada pelo gradiente de pressão e a tensão de cisalhamento do vento.

Objetivos

Para testar a hipótese, este trabalho tem como principal objetivo determinar de que forma as circulações costeira da plataforma interna e média podem ser impactadas por eventos de bloqueio atmosférico, utilizando o evento do verão de 2014 como estudo de caso. Para tanto, estabeleceu-se os seguintes objetivos específicos:

- Identificação de períodos com condições anômalas da direção do vento;
- Estudar a influência de bloqueios atmosféricos nas demais forçantes da PCSE, principalmente nas forçantes meteorológicas;
- Implementação e utilização de modelo numérico hidrodinâmico, como principal ferramenta, para obter os campos de corrente gerados pelas forçantes da Plataforma Continental Sudeste e
- Verificar, através da comparação com períodos normais, as diferenças dos campos termohalinos e de corrente na PCI e PCM.

Capítulo 2

Materiais e Métodos

Neste capítulo são descritos os conjuntos de dados e os métodos utilizados neste trabalho, bem como o conjunto de dados climatológicos utilizados como condição inicial e de contorno nos experimentos numéricos realizados. Em seguida, são apresentadas as características do modelo numérico *Estuarine and Coastal Ocean Model*, adaptado para a Plataforma Continental Sudeste (PCSE), bem como suas condições de contorno e uma descrição detalhada dos experimentos realizados (experimento controles e anômalos).

2.1 Conjunto de Dados

Reanálise e Modelo Global (NCEP)

Como este trabalho visa analisar a influência de eventos extremos na circulação costeira, optou-se por utilizar dados provenientes do conjunto de reanálise do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP), *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), considerando que este conjunto descreve melhor os percentis superiores, associados a eventos extremos, quando comparados a outros conjuntos de reanálise (Stopa e Cheung 2014). Foram extraídos os dados de intensidade do vento a 10 metros de altura do nível do mar, nas direções zonal e meridional, com uma frequência de 6 horas, no ponto de grade mais próximo à localização da Estação da Laje de Santos (Figura 2.1). Entretanto, os dados disponíveis no CFSR cobrem apenas o período de Janeiro de 1979 à Janeiro de 2011. Com isso, foram também utilizados os dados disponíveis em outro conjunto de dados do NCEP, o *Climate Forecast System Version 2*, com dados a partir de Janeiro de 2011, de mesma frequência amostral, mas com resolução espacial mais refi-

nada. Foram, então, extraídos os dados do ponto de grade mais próximo à Estação da Laje de Santos e da localização da PNBOIA/Santos e as componentes zonal e meridional foram rotacionadas em 54° , para obtermos as componentes quase paralelas à linha de costa. Mais informações sobre os dados do CFSR e CFSv2 podem ser obtidas em Saha et al. (2010) e Saha et al. (2011), respectivamente. Este mesmo banco de dados foi utilizado para forçar os experimentos numéricos, como melhor descrito na Seção 2.3.

Observações *In Situ*

O Programa Nacional de Boias (PNBOIA), foi criado em 1996, com a formação do grupo para elaboração das diretrizes do programa, sendo que somente em 1997 o programa foi oficializado como um programa piloto do projeto GOOS Brasil (*The Global Ocean Observing System*). O objetivo do programa é de disponibilizar dados em tempo quase-real à comunidade de interessados nessas informações. Desta forma, o programa tenta preencher uma lacuna da escassez de dados de observações oceânicas na área marítima brasileira, contando atualmente com cerca de 297 boias de deriva e 21 boias fixas, em pontos restritos à ilhas, e medições esporádicas com navios. Para este trabalho, foram utilizados os dados de intensidade e direção do vento, na localização aproximada de 25.28°S e 44.925°W , com sensor de vento a cerca de 4 m acima do nível do mar, sendo que este dado é corrigido para ser fornecido como vento a 10 m de altura.

Foram também utilizados dados de vento de uma estação meteorológica instalada na Laje de Santos (24.32°S , 46.18°W) e disponibilizados no Laboratório de Hidrodinâmica Costeira (LHiCo) da Universidade de São Paulo. Os dados utilizados compreendem o período de 2015 a 2016, sendo que o sensor de vento foi instalado cerca de 43 m acima do nível do mar, havendo uma correção para vento a 10 m de altura, conforme convenção. Entretanto, estas séries possuem lacunas, causadas por mau funcionamento do sensor ou por interferências extenas, como pássaros pousando nos aparelhos e prejudicando as medições. Desta forma, utilizou-se apenas os dados de Maio à Dezembro de 2015, sendo este o período mais longo sem interferências na série temporal.

Correntes e temperatura foram extraídos de dois projetos com participação da equipe do Laboratório de Hidrodinâmica Costeira (LHiCo), o projeto "A Influência do Complexo Estuarino da Baixada Santista sobre o Ecossistema da Plataforma Adjacente" (ECOSAN) e o projeto "Transporte e Difusão no Canal de São Sebastião" (TRADICASS).

O projeto ECOSAN foi realizado por uma equipe multidisciplinar, reunindo pes-

quisadores e colaboradores do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IOUSP), Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), a Universidade Estadual Paulista (UNESP) e a Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS). O objetivo do projeto foi o de avaliar a influência do complexo estuarino da Baixada Santista sobre a plataforma entre Itanhaém e São Sebastião, estudando o aporte de material orgânico e inorgânico e como os mecanismos físicos controlam a deposição destes materiais, influenciando nos processos biológicos da região. Com diversas campanhas para coleta de dados físicos do mar e instalação de fundeios, o projeto foi realizado entre 2004 e 2006, tendo seus dados utilizados em estudos para avaliar a hidrodinâmica da plataforma interna (Mazzini 2009; Morais 2016). Neste trabalho, foram utilizados os dados do fundeio adjacente à Santos (ES0802), instalado sob a isóbata de 100 metros, com correntógrafos na superfície, meio e fundo da coluna d'água. A fim de validar os resultados de modelagem na plataforma continental média, utilizou-se os dados a meia coluna, em aproximadamente 55 metros de profundidade, com informações do verão de 2006 e amostrados em "burst sampling", ou seja, com três medições médias consecutivas a cada 1 minuto, realizados a cada 30 minutos.

O outro projeto utilizado, o TRADICASS, tinha como objetivo monitorar as propriedades físicas da água do mar e das correntes marinhas no Canal de São Sebastião. O projeto conta com medições de corrente e temperatura desde 1990, sendo um importante conjunto de dados, com diversos trabalhos já realizados tanto no estudo da hidrodinâmica local e estrutura termohalina quanto na validação de modelos hidrodinâmicos, utilizados, por exemplo, para compreender a dispersão dos materiais provindos de emissários submarinos na região (Birocchi 2018). Para este trabalho, utilizou-se os dados de corrente e temperatura, compreendendo o verão de 2014, com observações em duas profundidades (5 e 15 metros), com obtenção de dados por "burst sampling".

A Tabela 2.1 apresenta um resumo de cada projeto, com os tipos de dados utilizados e profundidade. A Figura 2.1 apresenta a localização de todos os pontos de extração de dados.

Tabela 2.1: Resumo dos projetos utilizados, com os tipos de estações, período, posição vertical e variáveis registradas, além do ângulo de rotação das componentes de corrente e/ou vento. Os valores negativos da posição vertical, indicam medições na coluna d'água, e, os valores positivos, medições atmosféricas.

Projeto	Tipo	Período dos dados	Dados	Posição Vertical	Ângulo de rotação
TRADICASS (CSS)	Estação fixa oceanográfica	09/01/2014 à 01/03/2014	corrente, temperatura	-5 e -15 metros	51°
ECOSAN (ES0802)	Estação fixa oceanográfica	09/01/2006 à 07/02/2006	corrente, temperatura	-56 metros	54°
PNBOIA (PBS)	Boia	17/11/2014 à 31/03/2015	velocidade do vento	+4.5 metros	54°
Laje de Santos (EMLS)	Estação fixa meteorológica	20/03/2015 à 31/12/2015	velocidade do vento	+43 metros	54°

2.2 Análise de Dados

2.2.1 Procedimentos Iniciais

Os dados oceanográficos foram reduzidos para valores a cada 3 horas, de modo que estivesse com a mesma frequência de saída do modelo numérico (ver Seção 2.3.5) e os dados meteorológicos em intervalos de 6 horas, em concordância com a frequência dos dados do CFSv2. Cada série de dados teve a declinação magnética corrigida e a rotação do eixo cartesiano realizada. Para os dados de corrente, utilizou-se a decomposição da velocidade em componente quase perpendicular (u) e quase paralela (v) à orientação da linha de costa e, para os ventos, utilizou-se a orientação da linha de costa na região de Santos e a decomposição da máxima variância (v) e mínima variância (u), conforme realizado por Mazzini (2009) e Fontes e Castro (2017), para os dados da mesma região. Os ângulos utilizados para cada série de dados estão apresentados na Tabela 2.1.

Um controle de qualidade foi realizado para os dados de corrente, onde removeu-se as observações cujos valores estivessem fora do intervalo de três desvios padrões da média. Quanto aos dados de vento do PNBOIA, o próprio projeto realiza uma série de tratamentos estatísticos e, com isso, removeu-se os dados com a *flag* 4, classificados como dados ruins pela DHN. Em seguida, os dados foram interpolados do tipo *spline* cúbico, para preenchimento das lacunas geradas, seja pelo mau funcionamento do instrumento ou erro no armazenamento dos dados, além dos pontos onde os dados foram removidos devido ao critério estatístico no controle de qualidade.

Após o tratamento realizado em todas as séries temporais de corrente e vento, aplicou-se um filtro passa-baixa, do tipo Lanczos Quadrático, sendo este um filtro amplamente utilizado para a remoção do sinal de maré, preservando a frequência subinercial (Walters e Heston 1982). A frequência de corte adotada foi de 40 horas, sendo também suficiente para a remoção do sinal inercial da região, uma vez que o período inercial local é de, aproximadamente, 29 horas (Mazzini 2009).

Figura 2.1: Mapa com detalhe da região de estudo, com a localização dos fundeios do projeto ECOSAN (círculo preto), Estação Meteorológica da Laje de Santos (quadrado verde), PNBOIA Santos (quadrado azul) e os pontos de grade onde houve extração de série temporal de vento do conjunto CFSv2. Um mapa detalhado do Canal de São Sebastião é apresentado no canto superior direito, com a localização do fundeio realizado durante o projeto TRADICASS. As linhas pretas no mapa geral indicam as profundidades de 50, 100 e 300 metros.

2.2.2 Validação

Para definir a representatividade de dados modelados da realidade, é necessário uma análise de validação estatística, comparando a saída de modelos com dados observados. Assim, neste trabalho, o processo de validação consistiu no cálculo do parâmetro *Skill* (S), elaborado por Willmott (1981) e definido por Murphy (1988) como uma medida da precisão de uma simulação em relação a conjunto de dados observacionais.

A escolha deste parâmetro é devido a capacidade de considerar, além do comportamento entre as séries, as variações de magnitude entre elas, sendo uma importante determinação quando tratamos de modelo numérico. A formulação é dada por:

$$S = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (|P_i - O_i|)^2}{\sum_{i=1}^N (|P_i - \mu_O| + |O_i - \mu_O|^2)}, \quad (2.1)$$

onde N é a quantidade de amostragens, P_i é a série temporal calculada pelo modelo, O_i é a série temporal observada e μ_O é a média dos dados observacionais no período analisado. Assim, o valor de S varia entre 0, total discordância entre as séries, a 1, perfeito ajuste entre modelado e observado.

Além do parâmetro *Skill*, foram realizados os cálculos de correlação entre séries e o erro quadrático médio, dando indicativos de como o modelo representa as diversas variáveis comparadas neste trabalho.

2.2.3 Identificação de Eventos Anômalos

Uma série de análises foram realizadas, como forma de identificação dos eventos anômalos nas séries temporais, extraídas do CFSv2. Inicialmente, identificou-se os períodos em que a componente paralela à linha de costa fosse positiva por um tempo maior que 10 dias, de modo que a resultante dos vetores (componentes perpendicular e paralela) nestes períodos indicasse ventos de N-NE, como foi confirmado posteriormente através de gráficos do tipo stickplot. Com os períodos filtrados, analisou-se cartas sinóticas obtidas com a Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil para identificar os sistemas meteorológicos atuantes na região nestes períodos.

Desta forma, foi elaborado um algoritmo de detecção para os períodos com ventos persistentes de N-NE e de S-SW. Os critérios de classificação foram os mesmos que os empregados na análise visual das séries, sendo que, por facilidade, utilizou-se os dados de vento na convenção meteorológica (intensidade e direção), a fim de avaliar de forma eficaz a direção de origem do vento. Desta forma, o algoritmo realizou uma média móvel com janela de 24 horas, obtendo a direção de vento diária. Em seguida, é realizado um teste para a direção de cada valor diário de vento, atribuindo-se valores *booleanos* (verdadeiro e falso) para a condição de ventos do quadrante N-NE ou S-SW. Com isso, uma verificação da persistência da direção destes ventos é realizada, sendo selecionados

os períodos com duração maior que 10 dias, conforme realizado na análise visual.

2.3 Modelagem Numérica da Circulação

O modelo numérico utilizado neste trabalho é uma implementação do *Estuarine and Coastal Ocean Model* (ECOM) para a Plataforma Continental Sudeste brasileira (PCSE). Este mesmo modelo já foi validado e utilizado em diversos experimentos numéricos, avaliando desde o papel relativo das forçantes na Plataforma Continental Interna (PCI), como a resposta dinâmica da plataforma a ventos sinóticos na forma de ondas de plataforma continental (Morais 2016; Nascimento 2017). Na subseção a seguir serão apresentados os detalhes do modelo e da implementação deste na região de estudo.

2.3.1 Módulo Hidrodinâmico

Este módulo é um modelo tridimensional, que considera a aproximação hidrostática e a aproximação de Boussinesq, associando as perturbações no campo de densidade à componente vertical da equação do *momentum*. As variáveis prognósticas são as três componentes da velocidade, temperatura, salinidade e elevação da superfície livre do mar, calculadas pelas equações do *momentum* (Equações 2.2, 2.3 e 2.4), continuidade (Equação 2.5), conservação de temperatura (Equação 2.6) e salinidade (Equação 2.7).

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla u + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_x \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla v + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_y \quad (2.3)$$

$$\rho g = -\frac{\partial P}{\partial z}, \quad (2.4)$$

$$\nabla \cdot \vec{V} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0. \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \theta + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + F_\theta \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla S + w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_S \quad (2.7)$$

, onde $\vec{V}$ é o vetor velocidade horizontal com componentes u , v e w , ρ_0 é densidade de referência, ρ é a densidade local, g a aceleração da gravidade, P a pressão, K_m é o coeficiente vertical de mistura turbulenta, K_H é o coeficiente difusivo de mistura turbulenta de calor e sal, θ é a temperatura potencial e S a salinidade.

Os termos F_x , F_y , F_θ e F_S , encontrados nas equações acima, representam parametrizações de mecanismos de mistura horizontal dos movimentos induzidos por processos de pequena escala, que não são diretamente resolvidos pela grade utilizada. Estes termos são baseados na formulação apresentada por Smagorinsky (1963).

Emprega-se o sistema de coordenadas horizontais ortogonais na solução do conjunto de equações, e coordenada vertical sigma (σ), reduzindo assim erros causados por grandes irregularidades batimétricas (Phillips 1957). O esquema de coordenadas verticais sigma é calculado da seguinte forma:

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, \quad (2.8)$$

sendo H a profundidade local, η a elevação da superfície livre do mar e z a coordenada cartesiana vertical. Assim, cada nível sigma será uma porcentagem da profundidade local total, representando pelo termo $(H + \eta)$, obtendo-se um esquema de camadas conforme apresentado na Figura 2.2.

Figura 2.2: Sistema de coordenadas vertical sigma (σ), extraído de Mellor (1998).

Como forma de economia computacional durante o processamento, o modelo utiliza a técnica de separação de modos (*mode splitting technique*). O modo 2D (ou modo

externo) resolve oscilações com grande velocidade de propagação, utilizando um passo de tempo menor, enquanto que o modo 3D (ou modo interno), associado à solução de ondas internas com baixa velocidade de propagação, requer um passo de tempo muito maior. Desta forma, o modelo pode calcular a elevação da superfície livre, por meio do modo externo, sem um alto custo computacional, pois resolverá separadamente o transporte de volume e o cisalhamento vertical de velocidades.

Fechamento turbulento

As equações resolvidas pelo modelo contém termos parametrizados, utilizados para calcular a difusão turbulenta do momento, calor e sal. O coeficiente de mistura vertical K_M e K_H , nas Equações 2.2, 2.3, 2.6 e 2.7, são obtidos através de um esquema de fechamento turbulento (Mellor e Yamada 1982) de segunda ordem, caracterizando a turbulência por meio das equações de energia cinética turbulenta ($q^2/2$) e macroescala turbulenta (ϵ), de acordo com:

$$\frac{\partial q^2}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla q^2 + w \frac{\partial q^2}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) + 2K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2q^3}{B_1 l} + F_q \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial q^2 \epsilon}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla q^2 \epsilon + w \frac{\partial q^2 \epsilon}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_q \frac{\partial (q^2 \epsilon)}{\partial z} \right] + \epsilon E_1 K_M \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{\epsilon E_1 g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{q^3}{B_1} \ddot{W} + F_\epsilon \quad (2.10)$$

onde F_q e F_ϵ são os termos de mistura horizontal, parametrizados analogamente como a temperatura e salinidade e $\ddot{W}$ é uma função de proximidade da parede, que relaciona a escala de turbulência à macroescala, assegurando um comportamento logarítmico próximo aos contornos sólidos (Mellor e Yamada 1974).

Por fim, os coeficientes de mistura pode ser expressos da seguinte forma:

$$K_M = \epsilon q S_M \quad (2.11)$$

$$K_H = \epsilon q S_H \quad (2.12)$$

$$K_q = \epsilon q S_q \quad (2.13)$$

onde S_M , S_H e S_q são funções de estabilidade, derivadas analiticamente, sendo

funcionalmente dependentes das variações das componentes de velocidade com a profundidade. Mais detalhes sobre as funções podem ser obtidas em Galperin et al. (1988).

Condições de Contorno

Como condição de contorno na superfície livre [$z = \eta(x,y)$], utiliza-se a tensão do cisalhamento do vento (τ_{ox}, τ_{oy}) para o cálculo das componentes horizontais de velocidade u e v (Equação 2.14). A equação da continuidade em função da elevação da superfície livre (Equação 2.15) é utilizada para calcular a componente vertical da velocidade (w). Os coeficientes K_M e K_H são computados na superfície livre assumindo 2.16 e 2.17, baseados na velocidade friccional na superfície (u_{τ_s}) e em B_1 , sendo esta uma constante empírica que surge das relações do fechamento turbulento.

$$\rho_o K_M \left(\frac{\partial u}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial y} \right) = (\tau_{ox}, \tau_{oy}) \quad (2.14)$$

$$w = u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (2.15)$$

$$q^2 = B_1^{\frac{2}{3}} u_{\tau_s}^2 \quad (2.16)$$

$$q^2 \epsilon = 0 \quad (2.17)$$

Ainda na superfície livre, calcula-se a temperatura a partir do fluxo de calor total ($\dot{H}$), e a salinidade é calculada a partir do balanço de evaporação e precipitação, multiplicados pela salinidade na superfície [$S(0)$] (Equação 2.18).

$$\rho_o K_H \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right) = (\dot{H}, \dot{S}) \quad (2.18)$$

Nos contornos fechados, assume-se a condição de gradiente normal nulo para temperatura e salinidade, não existindo, assim, fluxo de massa e calor perpendicular nas paredes. No contorno de fundo [$z=b(x,y)$], a velocidade de fricção (u_{τ_b}), associada ao cisalhamento de fricção com o fundo (τ_{bx}, τ_{by}), é utilizada para calcular as componentes horizontais de velocidade (Equação 2.19) e, com isso, calcular a velocidade vertical, associada à topografia local [$H(x,y)$], pela Equação 2.20. Ainda, nos contornos laterais fechados, referente ao continente, assume-se a condição de livre escorregamento, com

velocidades perpendiculares ao contorno nulas.

$$\rho_o K_M \left(\frac{\partial u}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial y} \right) = (\tau_{bx}, \tau_{by}) \quad (2.19)$$

$$w_b = -u_b \frac{\partial \eta}{\partial x} - v_b \frac{\partial H}{\partial y} + \frac{\partial H}{\partial t} \quad (2.20)$$

$$q^2 = B_1^{\frac{2}{3}} u_{\tau_b}^2 \quad (2.21)$$

$$q^2 \varepsilon = 0 \quad (2.22)$$

Nos contornos laterais abertos, é necessário que o modelo tenha a capacidade de propagar a energia tanto para dentro, quanto para fora do domínio. Sendo assim, utiliza-se a condição de contorno radiativa (Reid e Bodine 1968), calculando-se a elevação da superfície livre do mar no contorno (η), baseado em um valor de elevação conhecido (η_o), seja por maré ou por pequenas variações da superfície livre, a componente normal da velocidade no contorno aberto (u_n) e uma constante atualizada a cada passo de tempo (λ_t), permitindo uma alteração da elevação com a radiação de ondas longas, conforme representado pela Equação 2.23:

$$\eta = \eta_o + \lambda_t u_n \left(\frac{g}{D} \right)^{-\frac{1}{2}}. \quad (2.23)$$

Nesta equação, g é a aceleração da gravidade e D é a profundidade local na célula de grade do contorno.

Os cálculos das variáveis tridimensionais, ou seja, do modo interno, ocorrem de forma separada, sendo que a difusão vertical é calculada em um passo de tempo distinto, através de uma discretização implícita, para se ajustar aos pequenos espaços entre as camadas mais superficiais, enquanto que a difusão e advecção horizontal são calculados por uma discretização explícita e em um passo de tempo diferente. Tomando a temperatura como exemplo, partimos da seguinte equação para determinar os termos citados:

$$\frac{\partial DT}{\partial t} + Adv(T) - Dif(T) = \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_H \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) - \frac{\partial R}{\partial \sigma} \quad (2.24)$$

onde $Adv(T)$ e $Dif(T)$ são os termos de advecção e difusão horizontais, respecti-

vamente, e são calculados utilizando o seguinte esquema:

$$\frac{\tilde{D}\tilde{T} - D^{n-1}T^{n-1}}{2\Delta t} = -Adv(T^n) + Dif(T^n) \quad (2.25)$$

Já a difusão vertical é calculada por:

$$\frac{D^{n+1}T^{n+1} - \tilde{D}\tilde{T}}{2\Delta t} = \frac{1}{D^{n+1}} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_H \frac{\partial T^{n+1}}{\partial \sigma} \right) - \frac{\partial R}{\partial \sigma} \quad (2.26)$$

Neste conjunto de equações, K_H é o coeficiente de viscosidade molecular, os termos elevados a n representam os cálculos no passo de tempo atual, $n-1$ os valores realizados no passo de tempo anterior e $n+1$ os valores no passo de tempo avançado.

2.3.2 Domínio Numérico

A grade utilizada no modelo (Figura 2.3), idealizada por Pereira et al. (2007), compreende toda a Plataforma Continental Sudeste Brasileira, estendo-se de Cabo Frio, ao Norte, à Cabo de Santa Marta, ao Sul. Trata-se de uma grade C de Arakawa, possuindo uma resolução variável devido a sua estrutura curvilínea, o que confere maiores resoluções em regiões de interesse da PCSE, como o caso do Canal de São Sebastião. A grade possui resolução horizontal variada, sendo que, na direção perpendicular (x), o espaçamento varia entre 0.2 e 5 km na porção da plataforma continental e até 35 km, em regiões mais profundas. Na direção paralela (y), o espaçamento varia de 0.5 km na porção central até 35 km nas bordas. Desta forma, a grade conta com 110 pontos na direção perpendicular à costa, e 137 pontos na direção paralela à costa. Na direção vertical, a grade foi dividida em 21 níveis sigma, espaçados a cada 5% da profundidade local, variando entre $\sigma = 0$, superfície livre, e $\sigma = -1$, no fundo.

Figura 2.3: Localização da Plataforma Continental Sudeste, com dados batimétricos fornecidos pelo Laboratório de Hidrodinâmica Costeira (LHiCo) e grade numérica adaptada de Pereira et al. (2007).

Figura 2.4: Campos climatológicos de Temperatura (superior) e Salinidade (inferior) de Rezende (2003), interpolados para o domínio numérico utilizado neste trabalho (Figura 2.3).

2.3.3 Condições Iniciais

A climatologia de temperatura e salinidade utilizada para inicializar as simulações, foi elaborada por (Rezende 2003), utilizando dados disponíveis no Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) para toda a região da plataforma sudeste brasileira, compreendendo os meses de verão (Janeiro à Março) (Figura 2.4). Os dados passaram por um controle de qualidade, onde valores espúrios foram removidos através da análise do diagrama T-S espalhado, conforme protocolo estabelecido pelo Projeto Piloto Global de Temperatura e Salinidade, da Comissão Oceanográfica Internacional (GTSP), conforme descrito em Ruffato (2011).

Figura 2.5: Temperatura, salinidade e corrente na superfície após aquecimento de 8 dias, para o período de verão, usando como forçante a climatologia de temperatura e salinidade, apresentada na Seção 2.3.3.

2.3.4 Forçantes

Forçantes Atmosféricas

Foram utilizados dados de ventos a 10 metros da superfície do mar para forçar o modelo, extraídos do conjunto de dados do modelo de reanálise CFSR e CFSv2, já descritos na Seção 2.1. Estes dados foram então interpolados espacialmente para a grade do modelo, preservando-se a resolução temporal de 6 horas. Por sua vez, o modelo utiliza as componentes u e v da velocidade do vento fornecidas para estimar a tensão de cisalhamento do vento, utilizando uma parametrização quadrática, formulada da seguinte forma:

$$\begin{cases} \tau_{sx} = \rho_{ar} C_D u_{10} (u_{10}^2 + v_{10}^2)^{\frac{1}{2}} \\ \tau_{sy} = \rho_{ar} C_D v_{10} (u_{10}^2 + v_{10}^2)^{\frac{1}{2}} \end{cases} \quad (2.27)$$

onde C_D é o coeficiente de arrasto a 10 metros da superfície, ρ_{ar} é a densidade do ar e u_{10} e v_{10} são as componentes da velocidade do vento a 10 metros da superfície. O coeficiente de arrasto C_D é utilizado baseado no critério proposto por Large e Pond (1982), onde:

$$10^3 C_D = \begin{cases} 1.2, & \text{se } 4 \leq |\vec{V}_{10}| \leq 11 \text{ ms}^{-1} \\ 0.49 + 0.065 |\vec{V}_{10}|, & \text{se } 11 \leq |\vec{V}_{10}| \leq 25 \text{ ms}^{-1} \end{cases} \quad (2.28)$$

sendo $|\vec{V}_{10}|$ é a intensidade da velocidade do vento à 10 metros de altura da superfície.

O fluxo de calor, implementado no modelo como uma forçante atmosférica, foi aplicado a partir de duas abordagens distintas, onde os dados foram todos extraídos do conjunto de reanálise do CFSR, para 2006, e CFSv2, para 2014, com uma resolução temporal de 6 horas e interpolados linearmente para a grade numérica utilizada. A primeira abordagem considerou o fluxo de calor total incidente na superfície do oceano ("*Total Downward Heatflux*", THFLX). Já a segunda abordagem considerou o balanço de calor (Q_{net}) na interface oceano-atmosfera, calculando-se este balanço fora do modelo da seguinte forma:

$$Q_{net} = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_L + Q_S. \quad (2.29)$$

Assim, utilizou-se o calor latente (Q_L), sensível (Q_S) e o saldo, entre incidente e refletido, da radiação de ondas curtas

Forçantes Oceânicas

A climatologia, interpolada linearmente para a grade do modelo, é utilizada para inicializar um experimento de aquecimento para o período de verão. Este aquecimento constitui uma simulação numérica partindo do repouso, com os campos termohalinos estratificados e sem a presença de forçantes da circulação. Pelo período de 8 dias, simulou-se o ajuste baroclínico dos campos termohalinos (Figura 2.5) em modo diagnóstico, de modo que não houvesse alteração dos campos termohalinos. Assim, obteve-se um campo de corrente que descreve razoalmente a dinâmica da PCSE, com a Corrente do Brasil (CB)

correndo na quebra da plataforma, para sul, e uma corrente baroclínica par nordeste, junto à costa, bem como feições de temperatura e salinidade conhecidas, como a ressurgência costeira de Cabo Frio.

Forçantes Continentais

O litoral sudeste brasileiro não possui rios de grande volume, sendo que a contribuição de água doce continental se dá por múltiplos rios de pequeno aporte, cuja vazão está associada à bacia hidrográfica da região. Para representar esta forçante nas simulações, utilizou-se duas células de grades para representar, aproximadamente, a localização das descargas dos sistemas estuarinos de Santos e Cananéia. Os valores de vazão fluvial utilizados foram retirados de médias publicadas, uma vez que não há programas de monitoramentos destes sistemas que possam fornecer dados com variabilidades adequadas para representar esta forçante.

Para o sistema estuarino de Santos, utilizou-se uma vazão média aproximada de $54 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, em condições típicas de verão, ou seja, período mais chuvoso e, portanto, com maiores vazões. Este dado foi extraído do trabalho de Roversi (2012), a partir dos estudos hidrológicos reportados no "Relatório de Situação dos Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica da Baixada Santista" em 2007.

O aporte de água doce associado ao sistema estuarino de Cananéia foi estimado por Bonetti Filho e Miranda (1997), a partir da relação entre escoamento superficial (Δf) por um intervalo de tempo (Δt) e área total da bacia de drenagem (A_T). Obteve-se um valor de aporte de água doce (Q_f) de $43 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, com base na equação:

$$Q_f = \frac{\Delta f}{\Delta t} A_T \quad (2.30)$$

Entretanto, Reboita et al. (2015), ao analisar dados de precipitação para a região sudeste brasileira, estimou anomalias de precipitação para todos os meses de Janeiro de 1979 à 2015. Com isso, foi possível verificar que os anos de 2014 e 2015 foram anormalmente secos, ultrapassando anomalias de 150 mm. Considerando que os valores de vazão média apresentados estão associados à drenagem das bacias hidrográficas, uma redução na precipitação acarreta em uma redução do aporte fluvial.

Uma vez que há falta de dados de vazão para o período estudado, foi necessário fazer uma estimativa destes aportes, a fim de se obter uma melhor representatividade desta forçante nas simulações. Para tanto, utilizou-se a média climatológica de precipita-

ção para a região sudeste brasileira e as médias de precipitação observadas nos meses de Janeiro e Fevereiro de 2014, ambos obtidos no Boletim Climatológico Trimestral da Estação Meteorológica do IAG/USP para Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF) de 2013/2014. Associando-os aos valores de vazão média estimados, foi possível, então, calcular novos valores de vazão fluvial, reduzidos devido ao período anormalmente seco. O cálculo foi realizado utilizando a Equação 2.31, sendo que V_{red} e V_{climat} são, respectivamente, a vazão reduzida e a vazão média, e P_{anom} e P_{climat} são as precipitações anômala, associada ao episódio de bloqueio, e climatológica. Os valores obtidos através dos cálculos e utilizados para forçar o modelo são apresentados na Tabela 2.2.

$$V_{red} = \frac{V_{climat} P_{anom}}{P_{climat}} \quad (2.31)$$

Em ambos os pontos de aporte foram consideradas a temperatura ambiente de 25 °C e salinidade nula em todo o período das simulações. Quanto a forma de dispersão, foram atribuídos 20% destes aportes para cada um dos 5 primeiros níveis sigma de superfície.

Tabela 2.2: Vazões reduzidas estimadas e utilizadas nos pontos de grade associados à descarga do sistema estuarino de Santos e Cananéia. Estes valores foram calculados através da relação entre média climatológica de precipitação, média para os meses de Janeiro e Fevereiro de 2014 e vazão média estimados em estudos pretéritos.

	Santos	Cananéia
Janeiro/2014	46.41 m ³ s ⁻¹	36.96 m ³ s ⁻¹
Fevereiro/2014	20.62 m ³ s ⁻¹	16.41 m ³ s ⁻¹

2.3.5 Experimentos Numéricos

A fim de compreender como os ventos anômalos associados ao bloqueio atmosférico durante o verão de 2014 influenciaram a dinâmica da plataforma costeira interna e média da PCSE, foram realizados dois conjuntos de experimentos numéricos, sendo (a) um experimento controle (EC), com as condições atmosféricas do verão de 2006 e (b) outro experimento anômalo (EA), com as condições para o verão de 2014. Todos os experimentos foram inicializados a partir de condição não nula de velocidade, considerando um aquecimento do modelo rodado previamente por 8 dias, com campos de temperatura

e salinidade climatológicos, conforme descrito na Seção 2.3.3.

Os experimentos controle e anômalo foram separados entre experimentos considerando o fluxo de calor total incidente na superfície do oceano (THFLX) e experimentos considerando o balanço de calor na interface oceano-atmosfera (Qnet), totalizando quatro experimentos, dispostos na Tabela 2.3.

Tabela 2.3: Experimento Numéricos e as forçantes consideradas simulação.

		Vento	Fluvial	THFLX	Qnet
2006	EC1	Sim	Sim	Sim	Não
	EC2	Sim	Sim	Não	Sim
2014	EA1	Sim	Sim	Sim	Não
	EA2	Sim	Sim	Não	Sim

Todos os experimentos foram realizados com um passo de tempo de 10 segundos para o modo interno (baroclínico) e 1 segundo para o modo externo (barotrópico), de modo a satisfazer a condição CFL (*Courant-Friedrichs-Lewy*), no modo prognóstico e com uma frequência de saída dos dados a cada 3 horas simuladas.

Capítulo 3

Resultados

Os resultados deste trabalho estão divididos em duas seções, sendo a primeira uma análise dos dados e a segunda, dos resultados dos experimentos numéricos realizados, que compõem os principais resultados obtidos.

3.1 Interpretação dos dados

Os parâmetros estatísticos descritos na Seção 2.2 estão dispostos na Tabela 3.1 onde, do lado esquerdo, estão os coeficientes para a componente quase paralela à linha de costa e, do lado direito, para a componente quase perpendicular.

Tabela 3.1: Parâmetros estatísticos calculados para as componentes paralela e perpendicular da velocidade do vento a 10 m da superfície, entre os dados de reanálise do CFSv2 e as observações *in situ* na estação meteorológica da Laje de Santos e na PNBOIA/Santos, nas localizações apresentadas na Figura 2.1

	Paralela			Perpendicular		
	Skill	Correlação	RMSE	Skill	Correlação	RMSE
Laje de Santos	0.76	0.60	10	0.64	0.41	30
PNBOIA/Santos	0.80	0.67	14	0.85	0.74	12

No geral, os menores valores dos coeficientes estatísticos observados na Laje de Santos podem estar relacionados com fatores intrínsecos da instalação da estação meteorológica. Há um erro associado à correção dos dados de ventos para 10m acima do nível

do mar e, como a estação meteorológica está muito distante da altitude referência (44m), pode haver um maior erro durante a correção, enquanto a bóia possui o sensor de vento localizado somente a 4m do nível do mar, favorecendo uma correção com menores erros.

O conjunto de dados extraído do CFSv2 possui coerência na representatividade dos padrões de ventos na PCSE, evidenciado pelos bons valores dos parâmetros estatísticos calculados. Assim, é possível utilizar, com segurança, o banco de dados analisado, tanto para a verificação dos períodos anômalos, bem como para forçar o modelo hidrodinâmico, com valores atmosféricos adequados.

Como resultado do algoritmo descrito na Seção 2.2, identificou-se o total de 55 eventos de ventos anômalos, com duração mínima de 9 dias, em uma série temporal combinada entre os dados dos conjuntos de dados CFSR e CFSv2, próximo à Laje de Santos. Destes eventos, 78% tiveram uma duração de até 13 dias, sendo que os eventos com maior persistência tiveram duração de 17, 19 e 24 dias (Figura 3.1). Estes dois primeiros eventos ocorreram em Agosto de 2012 e Maio de 2005, respectivamente, mas destaca-se que o evento de maior duração ocorreu entre Janeiro e Fevereiro de 2014, coincidindo com o episódio de bloqueio atmosférico ocorrido na região sudeste no verão de 2014 (Figura 3.2).

Como produto da implementação do algoritmo, ainda foram identificados outros períodos anômalos, com vento constantes de sul/sudeste por um longo período e, ao comparar estes períodos encontrados com cartas sinóticas da região, observou-se uma possível relação com a presença de ciclones subtropicais na costa sudeste brasileira (Figura 3.3).

Figura 3.1: Gráfico de barra com a quantidade de eventos detectados no algoritmo descrita na Seção 2, no eixo das ordenadas, e a duração em dias na abscissa.

Figura 3.2: Stickplot do vento a 10 metros da superfície do mar e dos três eventos mais duradouros detectados. O primeiro ocorreu no verão de 2014, com 24 dias detectados, o segundo em 2005, com 19, e o terceiro em 2012 com 17 dias. Os dados foram extraídos da reanálise CFSv2.

Figura 3.3: Stickplot do vento a 10 metros da superfície, próximo à Laje de Santos. Dados extraídos da reanálise CFSv2 para os meses de Janeiro e Fevereiro de 2012 a 2017. Os vetores foram normalizados pela máxima velocidade, o tracejado vermelho indica períodos com possível influência de ciclones subtropicais e o tracejado em azul indica o evento mais longo detectado, durante o verão de 2014.

3.2 Validação do Modelo

Embora este modelo já tenha sido validado hidrodinamicamente para a PCI e PCM por Moraes (2016), uma nova validação foi necessária devido a consideração dos fluxos de calor na superfície, podendo alterar a forçante baroclínica na região e, conseqüentemente, as correntes, principalmente da PCI, onde o gradiente de pressão, devido ao aporte de águas continentais, é uma importante forçante da hidrodinâmica. Portanto, foi realizada a validação do modelo em duas localizações, sendo uma para a PCI (no Canal de São Sebastião) e outra na PCM (isóbata de 100 metros, ao largo de Santos). O período, profundidade local, do instrumento, localização e projeto utilizados estão compilados na Tabela 3.2.

A Tabela 3.3 apresenta os valores de *Skill* para a componente quase paralela e quase perpendicular a linha de costa, além dos valores de correlação obtidos para a

temperatura. A escolha da componente quase paralela para a apresentação destes dados é devido esta ser a mais energética na PCSE (Dottori e Castro 2009) e de maior magnitude no CSS (Silva et al. 2005), quando comparada com a componente quase perpendicular.

Tabela 3.2: Descrição dos projetos utilizados, período e localização para a validação do modelo hidrodinâmico. (*) Período sem a influência de bloqueio atmosférico e (**) com bloqueio atmosférico.

Projeto	Identificação	Prof. Local	Prof. Equip.	Localização	Período
ECOSAN *	ES0802	100 m	56 m	PCM	09/01 à 07/02/2006
TRADICASS **	CSS	20 m	5 e 15 m	PCI	09/01 à 01/03/2014

No geral, os valores de *Skill* foram mais significativos para a componente quase paralela (v) do que para a componente quase perpendicular (u). Os valores obtidos nos experimentos EC1 e EC2 foram de 0.632 e 0.636, para a componente paralela, e 0.417 e 0.411, para a componente perpendicular. Já nos experimentos EA1 e EA2, obteve-se valores entre 0.69 e 0.72, na componente quase paralela, e de 0.18 a 0.36, na componente quase perpendicular, sendo que os maiores valores foram observados em EA2. Desta forma, e conforme já esperado, os valores obtidos são condizentes com os apresentados em trabalhos prévios para a região (Morais 2016; Birocchi 2018). Para a temperatura, os valores de correlação obtidos foram de 0.38, 0.59, 0.42 e 0.64. Os baixos valores estatísticos para a componente quase perpendicular à costa já eram esperado uma vez que, nessa direção, a velocidade possui maior interação com a batimetria, levando a geração de ruídos com a mesma ordem de grandeza que a componente quase perpendicular.

A Figura 3.4 apresenta as séries temporais para os experimentos com os maiores valores estatísticos calculados. Nota-se que, tanto na superfície quanto no fundo, os valores de *Skill* são semelhantes para a componente quase paralela demonstrando, de forma satisfatória, a corrente na PCI, com coerência na magnitude da corrente e suas inversões. No entanto, em alguns momentos se observa um atraso entre a corrente modelada e a observada, podendo ser um erro intrínseco ao conjunto de dados de vento utilizado para forçar a hidrodinâmica local. Os valores de correlação entre as séries temporais de tem-

peratura indicam que o modelo numérico foi capaz de reproduzir o comportamento da temperatura durante o período em análise.

Tabela 3.3: Parâmetros estatísticos calculados entre as séries temporais extraídas da saída dos experimentos numéricos e as séries de dados observados e filtrados nos projetos ECOSAN e TRADICASS. São apresentados os valores de Skill para as componentes quase perpendicular (u) e quase paralela (v), e os valores de correlação das temperaturas da água do mar. Os parâmetros estão apresentados para a PCM (a meia coluna d'água) e para a PCI (na superfície e fundo).

	ECOSAN (2006)		TRADICASS (2014)					
	Prof: 56 m		Prof: 5m			Prof: 15m		
	Skill (u)	Skill (v)	Skill (u)	Skill (v)	Corr (T)	Skill (u)	Skill (v)	Corr (T)
EC1	0.417	0.632	-	-	-	-	-	-
EC2	0.411	0.636	-	-	-	-	-	-
EA1	-	-	0.18	0.69	0.38	0.34	0.69	0.59
EA2	-	-	0.21	0.72	0.42	0.36	0.71	0.64

Figura 3.4: Série temporal das componentes quase perpendicular, quase paralela à linha de costa e temperatura na superfície e no fundo, para o período de 9 de Janeiro a 01 de Março de 2014. A linha azul representa o produto do experimento anômalo 2 (EA2), enquanto que a linha vermelha representa o dado *in situ*.

Para realizar uma validação do campo horizontal de Temperatura Superficial do Mar (TSM), comparou-se a saída dos experimentos numéricos EA1 e EA2 com o campo de TSM derivado de uma combinação de dados de satélite e medições *in situ*, elaborado

e disponibilizado pelo *Group for High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSSST). Analisando os campos obtidos (Figura 3.5), nota-se uma intensificação dos extremos de temperatura, *i.e.* águas frias são ainda mais frias e águas quentes são ainda mais quentes, além de uma Acréscimo de $+4^{\circ}\text{C}$ na temperatura média. Já em EA2, há um melhor ajuste da temperatura, embora a representabilidade dos padrões horizontais não seja tão satisfatória quanto no experimento EA1, devido a uma subestimativa nos valores de, aproximadamente, 3 a 4°C .

Figura 3.5: Campo de temperatura da superfície do mar no experimento EA1 (superior, esquerda), experimento EA2 (superior, direita) e derivada do GHRSSST (inferior), para o dia 13 de Fevereiro de 2014. A escala de cor é a temperatura em $^{\circ}\text{C}$ e as linhas tracejadas representam as isóbatas de 40 e 80 metros.

Desta forma, ao comparar os campos de TSM notamos que as principais feições no período anômalo estudado foram representadas numericamente, como a advecção de águas frias para o interior do domínio, originados na ressurgência de Cabo Frio e a piscina

de águas quentes na porção sul do domínio. Destaca-se que o experimento EA1 representou satisfatoriamente as feições da PCM (Figura 3.5.a) quando comparados com o campo de dados de satélite, e o experimento EA2 representou satisfatoriamente as feições da PCI, como também demonstrado pelos parâmetros estatísticos calculados (Tabela 3.3).

3.3 Experimentos Numéricos

Com as análises e resultados obtidos na Seção 3.2, optou-se por apresentar os resultados dos dois tipos de simulações realizadas, forçando o modelo com diferentes dados de fluxo de calor. Isso devido ao fato de que o experimento EA1 representou com boa concordância as feições horizontais da temperatura na superfície do mar, enquanto que EA2 obteve os melhores valores estatísticos de temperatura, tanto na superfície quanto no fundo. Desta forma, a apresentação dos resultados é feita separadamente entre Experimentos THFLX e Experimentos Qnet.

Figura 3.6: Localização das seções verticais na Plataforma Continental de São Paulo, com a Seção Norte/Ubatuba (vermelho), Seção Centro/Santos (verde) e Seção Sul/Cananéia (Azul). Ao fundo e em cinza está a grade utilizada na modelagem numérica.

Os instantes selecionados para apresentar os dados são referentes as médias realizadas nos instantes de tempo relativos aos dias 15 de Janeiro e 13 de Fevereiro, início e final do evento de bloqueio atmosférico estudado. Assim, campos horizontais serão apresentados em três profundidades, representando os níveis sigma mais próximos da superfície, meio e fundo, limitados ao largo pela isóbata de 100 metros de profundidade. As seções verticais são apresentadas em três posições ao longo da plataforma continental de

São Paulo, sendo a primeira ao norte, em Ubatuba, seguida da seção ao centro, ao largo de Santos e, por fim, a seção sul, em Cananéia (Figura 3.6).

As seções verticais, calculadas a partir da média diária em 13 de Fevereiro, são comparadas com seções climatológicas (Figura 3.7), plotadas a partir dos dados utilizados para inicializar as simulações numéricas. Desta forma e afim de verificar a movimentação da isoterma de 18°C , utilizada como limite térmico da ACAS, calculou-se o deslocamento desta isoterma próximo ao fundo, sendo que valores negativos indicam um avanço da isoterma em direção ao continente, e valores positivos um recuo. Da mesma forma, calculou-se a variação horizontal da isohalina de 36, utilizada como limite halino da AT, próximo a superfície.

Figura 3.7: Seções climatológicas utilizadas para comparação dos experimentos numéricos. Os quadros superiores apresentam a temperatura em $^{\circ}\text{C}$, com a linha tracejada indicando a isoterma de 18°C , e os quadros inferiores apresentam a salinidade, com a linha tracejada indicando a isohalina de 36. A coluna da esquerda representam a seção vertical ao largo de Ubatuba, a coluna central ao largo de Santos e a coluna da direita, ao largo de Cananéia, conforme mostrado na Figura 3.6.

3.3.1 Experimentos THFLX

No dia 17 de Janeiro, nota-se em EC1 (Figura 3.8.a) que a região a norte da Ilha de São Sebastião é ocupada por águas mais frias, com temperaturas em torno de 22°C , enquanto que no sul do domínio, as águas são mais quentes, com temperaturas superiores a 28°C . A 40 metros de profundidade, as temperaturas em toda a extensão da plataforma caem, apresentando valores máximos de 20°C , de Cananéia ao norte do domínio, e mínimos de 18°C , na metade sul da PCM. Em 80 metros de profundidade, as temperaturas variam em torno de 18°C em toda a plataforma, não havendo mais gradientes horizontais notáveis, como na superfície. Para o mesmo dia no experimento EA1 (Figura 3.8.b), comportamento semelhante é observado em toda a coluna d'água, sendo que em superfície há águas mais frias ocupando o norte do domínio, embora em uma área menor, e águas mais quentes ocupando o sul do domínio. A 40 metros de profundidade os valores de temperaturas também são semelhantes entre os experimentos, observando-se águas mais frias entre as isóbatas de 40 e 80 metros e águas levemente mais aquecidas ao largo da isóbata de 80 metros. Por fim, em 80 metros de profundidade, tanto a variabilidade horizontal quanto os valores de temperatura são semelhantes entre os experimentos.

No dia 13 de Fevereiro, observamos mudanças significativas no experimento EC1 (Figura 3.8.c), com um forte aquecimento das águas superficiais, superando temperaturas de 30°C , mas com uma maior área ocupada por águas mais frias, com temperaturas chegando a 20°C . Na metade sul do domínio, em 40 metros de profundidade a mudança é menos intensa, mantendo-se próximos os valores de temperatura comparados com o começo da simulação, e o mesmo é observado a 80 metros de profundidade. Já na metade norte, há o surgimento de águas mais frias, com temperaturas menores que 16°C no fundo. No último dia do episódio de bloqueio atmosférico (13 de Fevereiro) no experimento EA1 (Figura 3.8.d), nota-se, na superfície, águas mais frias do que no experimento controle, com uma pluma estendendo-se até o largo de Santos, com temperaturas mínimas em torno de 18°C ao norte do domínio, enquanto que, ao sul, as temperaturas ultrapassam 32°C em algumas regiões mais rasas. Temperaturas inferiores a 16°C são observadas ao norte em toda a coluna d'água (40 e 80 metros), ocupando uma extensa área do domínio, entre Cabo Frio e a Ilha de São Sebastião. No restante da plataforma, em ambas as profundidades, o comportamento e valores de temperatura mudam muito pouco, comparados ao experimento EC1 (Figura 3.8.c).

No geral, observam-se poucas variações da estrutura vertical de temperatura em EA1 (Figura 3.9), comparado à climatologia (Figura 3.7), sendo que os maiores valores de temperatura são encontrados próximo a costa, em regiões rasas. A maior diferença ocorre na seção norte, ao largo de Ubatuba, onde águas mais frias, originadas de regiões oceânicas profundas, ocupam grande parte da coluna d'água, da costa até 100 quilômetros em direção ao largo, atingindo níveis muito próximos à superfície livre do mar. A partir de 100 quilômetros da linha de costa, nota-se um aumento do volume de águas mais frias, evidenciadas pela mudança da isoterma de 18°C , com águas com temperaturas variando em torno de 20°C , diferindo das temperaturas encontradas na mesma região na seção climatológica, onde a temperatura varia entre 20 e 24°C .

Ao centro e ao sul do domínio, pouca diferença é observada, com exceção do aquecimento das águas mais próximas a costa e, na seção sul, um aquecimento das camadas mais superficiais, entre a superfície e cerca de 25 metros de profundidade.

Figura 3.8: Campos de temperatura na superfície, meio e fundo, em toda a Plataforma Interna e Média, para o experimento controle EC1 (esquerda) e experimento anômalo EA1 (direita), nos instantes referentes aos dias 17 de Janeiro (superior) e 13 de Fevereiro (inferior). A escala de cores representa a temperatura e os dados são apresentados até a isóbata de 100 metros em toda a extensão da Plataforma Continental Sudeste.

Figura 3.9: Seção vertical de temperatura em Ubatuba (esquerda), Santos (meio) e Cananéia (direita), no dia 13 de Fevereiro no experimento EA1. As cores representam a intensidade da temperatura, a linha tracejada representa a isoterma de 18°C , Δx é o deslocamento perpendicular a linha de costa e Δz o deslocamento vertical da isoterma de 18°C .

A distribuição horizontal de salinidade em toda a coluna d'água é muito semelhante entre os experimentos EC1 e EA1 no dia 15 de Janeiro (Figura 3.10.a,b). Por toda a extensão do domínio e em superfície, a PCI é ocupada por águas com salinidade variando entre 34.9 e 35.2, enquanto que a PCM varia entre 35.2 e 35.6, com exceção ao norte, onde há a presença de águas com salinidade superior a 35.6. Com isso, essa região do domínio é marcada por um forte gradiente horizontal de salinidade na superfície. Em meia coluna, observa-se um gradiente mais definido da costa ao largo, variando entre os valores mencionados para a superfície dos experimentos. Entretanto, ainda neste nível sigma, notam-se intrusões de águas com salinidade próxima a 36, associadas à Água Tropical, transportada pela Corrente do Brasil, ao largo da PCSE. Por fim, a camada próxima ao fundo é marcada por valores semelhantes em todo o domínio, com pontos específicos ao largo de maiores salinidades associadas à Água Tropical e menores valores observados junto à costa, associado às descargas fluviais da região.

Figura 3.10: Campos de salinidade na superfície, meio e fundo, em toda a Plataforma Interna e Média, para o experimento controle EC1 (esquerda) e experimento anômalo EA1 (direita), nos instantes referentes aos dias 17 de Janeiro (superior) e 13 de Fevereiro (inferior). A escala de cores representa a salinidade e os dados são apresentados até a isóbata de 100 metros em toda a extensão da Plataforma Continental Sudeste.

Já em 13 de Fevereiro, os experimentos EC1 e EA1 (Figura 3.10.c,d) apresentam comportamentos distintos entre si. Em superfície, EC1 apresenta um gradiente bem definido de salinidade, observando-se os menores valores de salinidade próximo à costa, no

intervalo de 35.2 - 35.6, aumentando em direção à PCM, onde a salinidade passa a variar em torno de 35.6, exceto a partir da Ilha de São Sebastião, onde permanece com comportamento semelhante ao da PCI. Em EA1, no entanto, PCI e PCM apresentam salinidades variando em torno de 35.2 - 35.6 em toda a extensão do domínio. Em meia coluna, ambos os experimentos apresentam uma PCI ocupada com águas de salinidade variando entre 35.2 e 35.6, mas com uma PCM com valores superiores a 35.6 ao sul da Ilha de São Sebastião, associados às intrusões de Água Tropical, e valores inferiores a 35.2 ao norte da Ilha.

Quanto a estrutura vertical durante o período anômalo (Figura 3.11), observa-se, em toda a extensão da plataforma continental, um recuo para o largo da isohalina de 36 na superfície, sendo que o maior recuo é ao norte e o menor, no centro do domínio numérico, com um deslocamento de 148.5 e 59.3 quilômetros respectivamente. Ao norte, há a formação de um núcleo de águas mais salinas, entre 25 e 110 metros de profundidade e a uma distância entre 100 e 215 quilômetros da costa.

Figura 3.11: Seção vertical de salinidade em Ubatuba (esquerda), Santos (meio) e Cananéia (direita), no dia 13 de Fevereiro e no experimento EA1. As cores representam a intensidade da temperatura, a linha tracejada representa a isohalina de 36 e Δx é o deslocamento perpendicular a linha de costa da isohalina de 36.

A corrente média do experimento EC1 (Figure 3.12, esquerda), em superfície, apresenta escoamento para nordeste em quase todo o domínio da PCI, entre a costa e a isóbata de 40 metros, com eventuais pontos onde o escoamento ocupa a parte mais costeira da PCM. As intensidades são mínimas na metade sul do domínio, com valores

inferiores a 0.1 m s^{-1} , intensificando a partir de Cananéia, com intensidades de 0.2 m s^{-1} e, ao sul da Ilha de São Sebastião, as máximas intensidades são observadas, de 0.5 m s^{-1} , passando a enfraquecer na metade norte do domínio, variando entre 0.1 e 0.3 m s^{-1} . Ao sul da Ilha de São Sebastião, a forte corrente bifurca em dois ramos, sendo que um segue para a porção norte do domínio, acompanhando a orientação da linha de costa, e o outro segue para o largo, convergindo com o escoamento para sudoeste da PCM. Entre Ubatuba e Cabo Frio, o escoamento para nordeste sofre inversão dos vetores, rotacionando ciclonicamente para o largo da plataforma, passando a integrar o escoamento para sudoeste observado na PCM, entre as isóbatas de 40 e 80 metros. O escoamento para sudoeste, observado na PCM, possui valores máximos ao largo da Ilha de São Sebastião, como consequência da convergência com o fluxo vindo da PCI, atingindo máximos de 0.4 m s^{-1} e aparenta acompanhar as isóbatas de 80 e 200 metros. Este escoamento sofre uma inversão dos vetores, em Cananéia, no sentido da costa, incorporando a corrente para nordeste da PCI, destacando-se, assim, a presença de uma grande célula ciclônica, compreendida entre Cananéia, ao sul, e a região norte do domínio, com uma possível presença de uma célula menor, entre Cananéia e São Sebastião. Em 40 metros de profundidade, destaca-se a presença de uma única célula ciclônica, entre Cananéia e São Sebastião, com intensidades mínimas de $0,1 \text{ m s}^{-1}$ e máximas de 0.3 m s^{-1} , sendo que o ramo costeiro desta célula flui para nordeste, enquanto o ramo oceânico flui para sudoeste. Em 80 metros de profundidade, há correntes muito fracas, com intensidades entre 0.1 e 0.2 m s^{-1} , com escoamento preferencial para sudoeste ao largo da da plataforma, embora na metade norte do domínio haja fracas correntes perpendiculares à costa, em direção ao continente.

Em EA1 (Figure 3.12, direita), no final do episódio de bloqueio, observam-se correntes para nordeste confinadas em duas principais regiões: entre a linha de costa e a isóbata de 40 metros e em toda a extensão da plataforma, onde os máximos valores são observados entre Cananéia e São Sebastião, mas com uma forte intensificação das correntes ao sul da ISS, atingindo valores em torno de 0.8 m s^{-1} . Há correntes para nordeste entre as isóbatas de 40 e 80 metros, a partir de Cananéia até o norte do domínio, sendo que ao largo de São Sebastião, as correntes são desviadas para regiões mais profundas, embora parte do escoamento continue para o norte da ISS, com baixas velocidades. Ao atingir Ilha Grande, entretanto, as correntes giram ciclonicamente, fluindo quase perpendiculares a costa e para o largo. A partir da isóbata de 80 metros, as correntes vinda de regiões mais

rasas passam a incorporar o escoamento para sudoeste, sendo que parte deste escoamento torna a girar ciclonicamente em direção ao continente ao largo de Cananéia, enquanto outra parte segue para o sul do domínio. Assim, é possível observar a presença de uma célula ciclônica, entre Cananéia e Ilha Grande, cujo ramo costeiro flue para nordeste e o ramo oceânico para sudoeste. Em 40 metros de profundidade, ainda observa-se a presença da célula ciclônica entre Cananéia e São Sebastião, embora com menores intensidades. Entre as isóbatas de 40 e 80 metros, há escoamento para nordeste ao longo de toda a plataforma, com intensidades menores que 0.2 m s^{-1} . Entre Cananéia e Santos, observam-se correntes quase perpendiculares à costa, vinda de regiões mais profundas, próximo a isóbata de 80 metros, compondo o limite sul da célula ciclônica observada. Entre Cananéia e o norte do domínio, há um escoamento bem definido para sudoeste, ao largo da isóbata de 80 metros. Este escoamento é intensificado na mesma região observada como o limite norte da célula, onde correntes costeiras encontram-se com o escoamento para sudoeste. A sul de Cananéia, as correntes para sudoeste perdem intensidade e tornam-se difusas. Em 80 metros de profundidade, há três padrões observados. O primeiro, ao sul de Cananéia, são correntes para nordeste de baixa intensidade. Essas correntes convergem com o escoamento para sudoeste, observado ao largo da isóbata de 100 metros, entre Cananéia e Ubatuba. Por fim, ao norte de Ubatuba, há correntes quase perpendiculares às isóbatas e em direção ao continente, que rotacionam ao largo de Cabo Frio, tornando-se correntes para nordeste paralelas a costa.

Em 13 de Fevereiro, último dia do evento de bloqueio, observa-se a componente quase paralela positiva em toda a coluna d'água, ao norte do domínio (Figura 3.13, à direita), até uma distância de 70 quilômetros da costa, com intensidades máximas de 0.2 m.s^{-1} ocorrendo entre a superfície e 25 metros de profundidade. Entre 70 e 200 quilômetros da costa, há alternância entre correntes negativas e positivas, variando entre -0.2 m.s^{-1} , próximo à superfície, à 0.1 m.s^{-1} . Nesta região, abaixo de 125 metros de profundidade, no entanto, correntes positivas de 0.15 m.s^{-1} ocupam toda a região. Ainda ao norte da PCSE, observa-se correntes negativas intensas, com o núcleo da corrente localizado entre superfície e 75 metros de profundidade, com correntes superiores a 0.5 m.s^{-1} . Abaixo de 100 metros há um enfraquecimento dessa corrente, permanecendo com sinal negativo e com intensidade em torno de 0.2 m.s^{-1} . Nas seções Centro e Sul (Figuras 3.13, meio e direita), observa-se estrutura vertical semelhante, com correntes

positivas ocupando a plataforma interna, com máximas intensidades próximo a superfície e com valores em torno de 0.2 m.s^{-1} , reduzindo conforme a profundidade aumenta. A partir de 180 quilômetros da costa, ao centro, e de 240 quilômetros da costa, ao sul, as seções apresentam correntes negativas majoritariamente, com intensidades máximas de -0.15 e -0.4 m.s^{-1} , respectivamente.

Figura 3.12: Campos de velocidade na superfície, 40 e 80 metros de profundidade, em toda a Plataforma Interna (PCI) e Média (PCM), para o escoamento médio durante o período de simulação do experimento EC1 (esquerda) e a média diária no dia 13 de Fevereiro, último dia de bloqueio atmosférico, para o experimento anômalo EA1 (direita). A escala de cores representa a magnitude da velocidade e os vetores a direção da corrente, normalizados pela velocidade máxima. Os campos são apresentados somente até a isóbata de 200 metros, em toda a extensão da PCSE.

Figura 3.13: Seção vertical da componente paralela à costa, em Ubatuba (esquerda), Santos (meio) e Cananéia (direita), no dia 13 de Janeiro do experimento EA1. As cores representam a intensidade da velocidade, sendo positivas para nordeste e negativas para sudoeste, conforme orientação da linha de costa da Plataforma Continental Sudeste.

Figura 3.14: Seção vertical da componente perpendicular à costa, em Ubatuba (esquerda), Santos (meio) e Cananéia (direita), no dia 13 de Janeiro do experimento EA1. As cores representam a intensidade da velocidade, sendo positivas para nordeste e negativas para sudoeste, conforme orientação da linha de costa da Plataforma Continental Sudeste.

As estruturas verticais observadas para a componente quase perpendicular à costa no final do episódio de bloqueio atmosférico (Figura 3.14), assemelham-se aos padrões observados para a componente quase paralela. Valores positivos próximo à costa ao longo de toda a extensão da plataforma continental são observados, com intensidade

mínima de 0.1 m.s^{-1} na seção norte (Figuras 3.14, esquerda) e máximas de 0.25 m.s^{-1} nas seções central e sul (Figuras 3.14, meio e direita). A partir de 70 quilômetros da costa, correntes negativas passam a dominar o escoamento perpendicular, mas com intensidades máximas de -0.15 m.s^{-1} , ao norte e ao centro, e máximas de 0.2 m.s^{-1} ao sul, sendo que nesta última seção correntes positivas dominam ao largo.

3.3.2 Experimentos Qnet

Em 17 de Janeiro, no experimento EC2 (Figura 3.15.a) se observa águas frias ao norte do domínio, cuja temperatura varia em torno de 20°C , e águas mais aquecidas ao sul do domínio, com temperaturas entre 26 e 29°C . Na isóbata de 40 metros, nota-se uma PCM preenchida com águas frias, e águas mais aquecidas ao largo, onde as temperaturas variam, respectivamente, em torno de 19°C e 22°C . Já na isóbata de 80 metros de profundidade, não há um gradiente horizontal intenso, com temperaturas variando entre 17 - 19°C . No experimento EA2 (Figura 3.15.b), nota-se, no mesmo dia, uma redução na área com águas frias ao norte do domínio comparado ao experimento controle, embora as temperaturas sejam semelhantes ao observado no experimento controle. No restante da coluna d'água (40 e 80 metros), pouca variação é observada.

O experimento EC2 (Figura 3.15.c), no dia 13 de Fevereiro, apresenta um campo de temperatura na superfície do mar com menores gradientes ao longo da plataforma, com um aumento de águas mais frias ao norte do domínio, principalmente além da isóbata de 80 metros. Normal à costa, o gradiente de temperatura é mais intenso, com temperaturas em torno de 28°C próximo a costa, caindo para temperaturas em torno de 24°C ao largo. Comparativamente aos dados obtidos no dia 17 de Janeiro, nota-se um aumento da temperatura em 40 metros de profundidade, com variações em torno de 24°C ao sul e em torno de 19°C ao norte. Da mesma forma, este comportamento é observado a 80 metros de profundidade, com temperaturas inferiores a 16°C na porção mais norte do experimento, e temperaturas em torno de 19°C no restante do domínio nesta profundidade. Já no experimento EA2, no final do episódio de bloqueio, observa-se, em superfície, águas com temperaturas superiores a 30°C em alguns pontos junto à costa, a presença de uma piscina de águas quentes, com temperaturas de até 28°C na metade sul do domínio e, na metade norte, a uma pluma de águas frias, advectadas de Cabo Frio, com temperaturas mínimas de até 16°C . Em 40 e 80 metros de profundidade, as menores temperaturas observadas se

concentram na metade norte do domínio, sendo menores que 16°C em ambos os níveis verticais. Na metade sul a 40 metros de profundidade, observa-se águas mais frias, com temperaturas próximas a 19°C na porção mais próximo a costa e temperaturas maiores ao largo, atingindo valores de 20°C , enquanto que, na mesma porção, mas a 80 metros de profundidades, há o domínio de águas com temperaturas próximas a 18°C .

Na seção central (Figura 3.16), observa-se ainda uma ocupação de águas frias em profundidades menores, embora seja uma mudança menos intensa do que o descrito ao norte. Entretanto, o comportamento da isoterma de 18°C ao longo da seção é semelhante ao climatológico, acompanhando a batimetria.

Figura 3.15: Campos de temperatura na superfície, meio e fundo, em toda a Plataforma Interna e Média, para o experimento controle EC2 (esquerda) e experimento anômalo EA2 (direita), nos instantes referentes aos dias 17 de Janeiro (superior) e 13 de Fevereiro (inferior). A escala de cores representa a temperatura e os dados são apresentados até a isóbata de 100 metros em toda a extensão da Plataforma Continental Sudeste.

Figura 3.16: Seção vertical de temperatura em Ubatuba (esquerda), Santos (meio) e Cananéia (direita), no dia 13 de Fevereiro no experimento EA2. As cores representam a intensidade da temperatura, a linha tracejada representa a isoterma de 18°C , Δx é o deslocamento perpendicular a linha de costa e Δz o deslocamento vertical da isoterma de 18°C .

Tanto para o dia 17 de Janeiro quanto para o dia 13 de Fevereiro, valores e padrões da salinidade são muito próximos aos observados nos experimentos EC1 e EA1 e já apresentados na Figura 3.10. Portanto, estes não serão apresentados novamente nesta seção.

De forma semelhante ao observado em EA1, há um recuo da isohalina de 36 ao largo das seções e em toda a extensão da plataforma (Figura 3.17), sendo que a maior variação ocorreu na região norte e a menor variação, na região central do domínio, com 189.8 e 79.1 km respectivamente. Um núcleo de águas mais salinas é observado na seção norte, ocupando a coluna d'água desde a superfície à 100 metros de profundidade e uma distância de 100 a 180 quilômetros da linha de costa. Outros núcleos são observados, sendo um cobrindo profundidades de 100 a 150 metros e outro da superfície à 70 metros, ambos ao largo da seção. Na seção central, há um aparente aumento do volume de águas de maior salinidade ao largo da plataforma, ocupando a coluna de 30 à 180 metros de profundidade, mas acompanhando a inclinação do fundo, estendendo-se de 130 a 300 quilômetros da costa. Ao sul, há um recuo da intrusão em subsuperfície, comparado à climatologia, embora também haja um aumento da área ocupada por águas oceânicas na seção, ocupando quase toda a coluna d'água ao largo da plataforma.

Figura 3.17: Seção vertical de salinidade em Ubatuba (esquerda), Santos (meio) e Cananéia (direita), no dia 13 de Fevereiro no experimento EA2. As cores representam a intensidade da temperatura, a linha tracejada representa a isohalina de 36 e Δx é o deslocamento perpendicular a linha de costa da isohalina de 36.

O campo médio obtido no experimento EC2 (Figura 3.18, esquerda) pouco difere do campo obtido em EC1 (Figura 3.12, esquerda), com exceção das intensidades observadas na superfície, que são mais fracas neste experimento. Assim, os campos em EC2 apresentam intensidades médias na superfície, 40 e 80 metros de profundidade de 0.2 , 0.1 e 0.1 m s^{-1} , respectivamente, sendo que os máximos são observados na superfície, variando em torno de $0.3 - 0.4 \text{ m s}^{-1}$. Em EA2, no entanto, os máximos observados foram em torno de 0.6 m s^{-1} em duas regiões: ao sul da ISS e ao norte de Cabo Frio. Os valores médios observados na coluna são semelhantes aos observados em EC2, sendo que no dia 13 de Fevereiro, em EA2 (Figura 3.18, direita), há valores máximos observados a 40 e 80 metros de profundidades, da mesma ordem dos obtidos na superfície. Ainda assim, os padrões horizontais observados em todos os instantes e níveis de profundidades, são idênticos aos visualizados em EC1 e EA1.

Os resultados obtidos no experimento EA2 (Figuras 3.19 e 3.20) pouco diferem das estruturas verticais obtidas no experimento EA1, com exceção de um enfraquecimento das componentes em toda a seção. No geral, as intensidades observadas reduzem em cerca de 0.2 m.s^{-1} em toda a plataforma, com os máximos observados ao largo da PCSE não ultrapassando -0.3 m.s^{-1} e, na PCI, não ultrapassando 0.15 m.s^{-1} .

Figura 3.18: Campos de velocidade na superfície, 40 e 80 metros de profundidade, em toda a Plataforma Interna (PCI) e Média (PCM), para o escoamento médio durante o período de simulação do experimento EC2 (esquerda) e a média diária no dia 13 de Fevereiro, último dia de bloqueio atmosférico, para o experimento anômalo EA2 (direita). A escala de cores representa a magnitude da velocidade e os vetores a direção da corrente, normalizados pela velocidade máxima. Os campos são apresentados somente até a isóbata de 200 metros, em toda a extensão da PCSE.

Figura 3.19: Seção vertical da componente paralela à costa, em Ubatuba (esquerda), Santos (meio) e Cananéia (direita), no dia 13 de Janeiro do experimento EA2. As cores representam a intensidade da velocidade, sendo positivas para nordeste e negativas para sudoeste, conforme orientação da linha de costa da Plataforma Continental Sudeste.

Figura 3.20: Seção vertical da componente perpendicular à costa, em Ubatuba (esquerda), Santos (meio) e Cananéia (direita), no dia 13 de Janeiro do experimento EA2. As cores representam a intensidade da velocidade, sendo positivas para nordeste e negativas para sudoeste, conforme orientação da linha de costa da Plataforma Continental Sudeste.

Capítulo 4

Discussão

Deteção de Período Anômalos

O método utilizado neste trabalho para detectar eventos se provou eficaz na identificação de padrões em que a direção dos ventos fossem anormalmente persistentes do mesmo quadrante. Como resultado, obtiveram-se períodos em que a presença de ventos de nordeste foi persistente por mais de 10 dias (Figura 3.1). Ainda assim, não foi possível determinar quais destes eventos estão associados a episódios de bloqueio atmosférico, porque o método baseia-se unicamente na direção e persistência do vento, existindo outros métodos para identificação de bloqueios atmosféricos efetivamente, como o utilizado por Rodrigues e Woollings (2017) para identificar eventos no sudeste sulamericano, através da vorticidade potencial.

Validação

Pela correlação da temperatura obtida nas simulações com os dados observacionais (Tabela 3.3), nota-se que há melhor representatividade para as observações próximas ao fundo, com correlações de 0.59 e 0.64 em EA1 e EA2, respectivamente. Enquanto que, próximo a superfície, estes valores são menores, 0.38 e 0.42. Essa diferença na coluna d'água é causada pelos processos que dominam a variabilidade da temperatura, sendo que, próximo ao fundo, o principal processo é a advecção de águas frias, ou seja, processos estritamente hidrodinâmicos, ao passo que, na superfície, a temperatura parece ser controlada por trocas de calor na interface oceano-atmosfera. Na superfície, os processos atmosféricos não são representados adequadamente nas simulações numéricas e, combinados com superestimativas da perda de calor latente dos oceanos nos dados de fluxo de calor (Josey 2001), resultam em menores correlações de temperatura próximo a superfí-

cie. Esta superestimativa parece ser causada pela escolha inapropriada da parametrização das variáveis do algoritmo nos modelos de reanálise, ocorrendo durante condições de ventos fortes, conforme descrito por Zeng et al. (1998).

Esta dificuldade em simular processos termodinâmicos é evidente nos campos horizontais de temperatura da superfície do mar, onde observa-se um viés no experimento EA1 quando comparado com o experimento EA2 e observações derivadas de satélite (Figura 3.5). De fato, em ambos os tipos de experimento (EA1 e EA2), este erro é inerente, sendo que a diferença primordial entre eles é que, em EA1, considera-se o fluxo de calor total incidente na superfície do mar, não considerando nos cálculos o feedback oceânico, enquanto que em EA2 representam-se os processos que ocorrem do oceano para a atmosfera na forma dos termos que subtraem o fluxo incidente. Assim, os resultados de temperatura da superfície do mar são, em média, até 5°C maiores do que os observados em dados de satélites, causados pela retenção de calor no oceano, enquanto que em EA2 essa diferença é de -3°C. No entanto, em ambos os experimentos, observa-se adequada representação das feições horizontais comparadas às observações de satélite e, portanto, as análises dos campos termohalinos foram feitas do ponto de vista qualitativo dos padrões durante o evento de bloqueio atmosférico, com exceção nas seções verticais, onde é necessário analisar-se o comportamento das isolinhas de temperatura e salinidade.

As parametrizações, em modelos numéricos, dos processos termodinâmicos na interface oceano-atmosfera dificultam a modelagem das trocas de calor e massa. Assim, esquemas numéricos são utilizados a fim de aproximar os valores modelados para valores climatológicos ou observados, sendo uma técnica conhecida a relaxação, utilizada em diversos modelos, como no caso do *Regional Ocean Modeling System* (ROMS), que utiliza o método para corrigir o fluxo de calor nas simulações. Esta técnica não foi implementada neste trabalho e, talvez, com sua utilização melhores resultados fossem obtidos.

Variações Termohalinas

Comparativamente, as principais feições horizontais de temperatura (Figuras 3.8 e 3.15) são similares entre os experimentos controle (EC1 e EC2). Essa semelhança sugere que a mudança na representação do fluxo de calor, nas simulações numéricas, não altera os principais padrões horizontais em toda a coluna d'água, com exceção dos valores de temperatura, como já discutido previamente. O mesmo é observado para os campos horizontais de velocidade (Figuras 3.12 e 3.18). Para os campos de salinidade

(Figura 3.10), não observam-se variações entre os experimentos, devido as configurações do modelo não contemplarem os processos de evaporação e precipitação.

Conforme observado por Emílsson (1961) e posteriormente constatado por Miranda (1982) e por Castro (1996), a PCSE é ocupada por três massas d'águas, com distintas características: a Água Tropical (AT), com salinidades maiores que 36 e temperaturas superiores a 20°C, a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), cuja salinidade varia entre 35 e 36 e temperaturas entre 13 e 18°C e uma terceira massa resultante da misturas das outras duas com águas de origem continental, a Água Costeira (AC), com salinidades inferiores a 35 e temperaturas que variam sazonalmente (Campos et al. 1995).

Entre os dias 17 de Janeiro e 13 de Fevereiro, observa-se uma diferença significativa dos campos termohalinos, principalmente da temperatura (Figuras 3.8 e 3.15) e salinidade (Figura 3.10) na superfície livre do mar. Em uma substancial porção da metade norte do domínio, há ocupação de águas com temperaturas variando entre 18 e 22°C e salinidades entre 35.2 e 35.6. Tal feição, associada a ressurgência costeira de Cabo Frio, é advectada para o interior da PCSE por escoamentos para sudoeste, sendo semelhante às feições observadas por Rezende (2003) nos experimentos controle (EC1 e EC2). No final do episódio de bloqueio atmosférico (Figuras 3.8.d e 3.15.d), no entanto, a presença dos ventos de nordeste, responsáveis pela indução da ressurgência, gera um aparente aumento do volume de ACAS ressurgindo na região de Cabo Frio. Este aumento também é observado nas profundidades de 40 e 80 metros, com águas mais frias ocupando maiores regiões da metade norte da PCSE. Ainda como efeito da presença do bloqueio, o transporte para o interior da plataforma é intensificado, como resultado da intensificação das correntes nas camadas superficiais.

Devido a ausência da influência de águas frias, advectadas de zonas de ressurgência, a metade sul do domínio sofre um intenso aquecimento no final do período de bloqueio, limitado às camadas mais superficiais, uma vez que não se observam evidências de aquecimento em 40 e 80 metros de profundidade. Nesta região, portanto, com variações de temperatura típicas de AT, não podemos afirmar se tratar desta massa d'água, devido aos valores de salinidade mais baixos. Assim, trata-se de AC, uma mistura de ACAS e AT com águas continentais, que sofre um aquecimento anômalo durante o período de bloqueio atmosférico.

Em ambos os experimentos (EC e EA), há uma redução da salinidade da super-

fície do mar na PCI, com algumas regiões apresentando baixas salinidades, próximas a 34.5, devido à proximidade das desembocaduras dos estuários de Cananéia e Santos. Embora haja uma contribuição pequena de água doce, vinda do continente, devido a ausência de grandes sistemas estuarinos, há diversos pontos de descarga fluvial ao longo da metade sul e parte do norte do domínio. Combinados, formam uma pluma de águas de baixa salinidade confinadas à PCI, que dominam a estratificação nessa região (Castro 2014; Cerda e Castro 2014). Os experimentos numéricos contemplaram somente os dois pontos de descarga estuariana, sendo que EC1 e EC2 foram forçados com valores climatológicos e EA1 e EA2, através de uma estimativa, como apresentado na Seção 2.3. Apesar das diferenças entre as vazões (Tabela 2.2), poucas diferenças foram de fato observadas entre os experimentos controle e anômalo, sugerindo que a redução causada pelos déficits de precipitação não alterariam de forma impactante a circulação junto à costa. No entanto, para que haja uma análise quantitativa da influência desta redução de descarga na estrutura halina da PCI, seria necessário representar adequadamente a influência do aporte de águas continentais nos experimentos numéricos, com estimativas mais reais dos aportes de águas doce e suas variabilidades.

Nas seções verticais dos experimentos anômalos EA1 e EA2 (Figuras 3.9 e 3.16, para temperatura, e 3.11 e 3.17 para salinidade), observou-se uma ocupação da ACAS nas porções mais rasas da plataforma continental, com variações significativas na metade norte do domínio. Nesta região, houve um maior volume de ACAS ocupando águas mais rasas da plataforma, alcançando profundidades de até 10 metros da superfície livre do mar, sobre a quebra da plataforma continental. Conforme observado nas seções de temperatura climatológica (Figura 3.7), a isoterma de 18°C, limite para determinação da ACAS, atinge profundidades menores que as apresentadas durante o período anômalo, não ultrapassando a profundidade de 40 metros. Assim, constata-se uma intrusão da ACAS em meia coluna, embora seja observado pouco avanço da isoterma de 18°C junto ao fundo do que o observado em seções climatológicas. Esse baixo avanço se deve, aparentemente, pela forte radiação solar associada ao bloqueio atmosférico, aquecendo toda a coluna d'água das regiões mais rasas da plataforma, impedindo um maior avanço da ACAS. Com esse bloqueio térmico, mas ainda havendo ventos favoráveis à intrusão, esta massa d'água acaba por ocupar menores profundidades ao largo da plataforma, principalmente ao norte do domínio, onde a condição de plataforma estreita favorece uma maior

intrusão de águas frias de oceano profundo. Nas seções central e sul, a maior largura da plataforma impede um grande aporte de ACAS invadindo a plataforma continental e, por consequência, observam-se altas temperaturas na superfície destas regiões, como já constatado pelos campos horizontais de temperatura, por não haver mistura com águas frias para equilibrar o aquecimento superficial.

O intenso aquecimento observado nas regiões mais rasas de toda a PCSE, gerando o bloqueio térmico da isoterma de 18°C no fundo, é coerente, qualitativamente, com o esperado durante o episódio de bloqueio atmosférico. Eventos como este, onde a presença do centro de alta pressão inibe a formação de nuvens, contribuem no aumento da radiação solar incidente na superfície do oceano, tendo sido observado altos valores de radiação solar na estação meteorológica instalada na Base de Pesquisa "Clarimundo de Jesus", em Ubatuba (Figura 4.1). Com dados nesta mesma localização, Valentim et al. (2013) obtiveram altas correlações entre temperatura do ar e temperatura da superfície do mar, sendo 0.82 com as séries originais e 0.67 com as séries filtradas e com remoção de tendências e ciclos sazonais, ambas com confiança de 99%. Desta forma, o aumento da radiação solar durante eventos de bloqueio atmosférico acarretará em um aumento da temperatura da superfície do mar, aquecendo anormalmente águas rasas, próxima a costa.

Figura 4.1: Série temporal, com frequência horária (vermelho) e mensal (azul), de radiação solar, em W m^{-1} , na estação meteorológica da Base de Pesquisa "Clarimundo de Jesus", Ubatuba, SP. A série compreende todo o período de Janeiro de 2013 à Novembro de 2018, sendo que as linhas pretas tracejadas indicam o início de Janeiro e final de Fevereiro de 2014 e as linhas pretas contínuas indicam o período do bloqueio atmosférico em estudo, de 13 de Janeiro a 15 de Fevereiro de 2014.

Verticalmente, as mudanças na estrutura de salinidade em toda a PCSE são expressivas quando comparadas às seções verticais climatológicas (Figura 3.7). A falta de representabilidade adequada da influência das descargas fluviais na PCI, como já mencionado, é evidente ao observar a pluma de águas de baixa salinidade junto à costa, sendo que, climatologicamente, esta área é ocupada por salinidades inferiores a 34.2, enquanto que nos experimentos anômalos EA1 e EA2 (Figuras 3.11 e 3.17), os menores valores encontrados são de 34.9. Em toda a coluna d'água, observa-se um recuo da isohalina de 36 em direção ao largo, sendo maior na metade norte do domínio e menor ao centro, variando inclusive entre os experimentos EA1 e EA2. Com este recuo, há uma consequente ocupação de águas com salinidades realitivamente baixas, inferiores a 35, nas regiões mais rasas da plataforma.

Portanto, em termos das frentes descritas e utilizadas por Castro (1996), o recuo da Frente Halina Superficial (FHS), em toda a coluna d'água na região norte, ocorre devido ao aumento do volume de ACAS na região, evidenciado pelo aumento da área ocupada por águas com temperaturas abaixo de 18°C. Já nas seções centro e sul, o recuo da FHS é observado somente nas camadas mais superficiais das seções, em até 30 metros de profundidade, com um aumento das intrusões em subsuperfície de Água Tropical (AT). Este comportamento é associado a uma resposta dinâmica da coluna d'água ao vento de nordeste, onde na superfície se observa um transporte para o largo, devido ao transporte de Ekman, e no fundo uma advecção de águas salinas rumo ao continente, para atender à conservação de massa. Desta forma, há um avanço da Frente Térmica Profunda (FTP) e, principalmente, um recuo anômalo da Frente Halina Superficial (FHS), ambos devido a presença dos ventos de nordeste.

Assim, a plataforma continental é tomada, basicamente, por AC, aquecidas anormalmente e junto à costa, e ACAS, principalmente na metade norte do domínio. A metade sul é tomada por AC e ACAS, mas com maiores intrusões em subsuperfície de AT, comparativamente às seções climatológicas.

Variações Hidrodinâmicas

Superficialmente, as principais mudanças observadas nos campos termohalinos ocorrem devido a intensa radiação solar, devido a presença do bloqueio atmosférico, embora, mais ao largo, a advecção atue com relativa importância nas variações observadas. Em maiores profundidades, as mudanças destes campos estão associadas a uma

consequência da hidrodinâmica da plataforma, também influenciada, indiretamente, pelo bloqueio atmosférico.

Poucas diferenças foram observadas entre os campos médio de corrente dos experimentos EC1 e EC2 (Figuras 3.12 e 3.18), com exceção de algumas regiões com intensidades maiores em cerca de 0.1 m.s^{-1} . Assim, ambos os experimentos descrevem um campo de correntes coerentes com a literatura. Na plataforma interna, as correntes são forçadas, essencialmente, pelo gradiente de densidade gerado pela descarga de águas continentais, mantendo a costa à esquerda e, portanto, para nordeste. Trata-se de uma resposta baroclínica ao ajuste geostrófico da força do gradiente de pressão normal à costa (Csanady 1997; Brink 2005). Observa-se, ainda, nos campos médios calculados, que a intensidade das correntes para nordeste aumentam sempre próximo ao ponto de descarga estuarina considerado no experimento numérico, passando de 0.1 a 0.2 m.s^{-1} , próximo a Cananéia, a 0.2 a 0.3 m.s^{-1} , próximo a Santos. Esta resposta baroclínica ainda é observada na região mais interna da plataforma média, com escoamento para nordeste, tanto na superfície quanto em 40 metros de profundidade. No restante da plataforma média, o vento é a principal forçante das correntes, sendo estas predominantemente para sudoeste durante o verão, respondendo barotropicamente ao ajuste geostrófico causado pelo abaixamento do nível do mar, devido a presença dos ventos de nordeste, que causam transporte de águas superficiais do continente para regiões oceânicas (Castro 1996; Dottori e Castro 2009). Os resultados obtidos, portanto, nos experimentos controle na forma de campos médios de corrente corroboram com os descritos por Coelho (2008), ao modelar a PCSE com ventos médios de verão e gradientes de densidade. Observações *in situ* na PCI mostram resultados semelhantes de direção e intensidade, obtidos por Castro (1996), Valente (1999), Mazzini (2009) e, recentemente, por Fontes e Castro (2017).

No último dia de bloqueio atmosférico em estudo (13 de Fevereiro), há diferenças perceptíveis nas correntes geradas nos experimentos anômalos EA1 e EA2 (Figuras 3.12 e 3.18, à direita), quando comparado ao escoamento médio, obtido dos experimentos controle. Em toda a extensão do domínio, a PCI apresentou intensificação das correntes superficiais para nordeste, devido a intensificação do gradiente de pressão horizontal na superfície, causado pelo aquecimento das águas próximo a costa e a presença de águas mais frias ao largo da plataforma, apesar da homogeneização da salinidade causada pela redução da descarga fluvial devido aos déficits de precipitação (Coelho et al. 2016).

Ainda como consequência da variação do gradiente de pressão horizontal, há um alargamento do escoamento para nordeste, ocupando, inclusive, regiões da plataforma média, além do já observado nos campos médios, ocorrendo, principalmente, entre o norte de Cananéia e Santos. Ao sul da Ilha de São Sebastião, há fortalecimento da corrente próxima a costa no final do episódio causada, principalmente, pelo aumento do gradiente de densidade devido a advecção de águas frias na plataforma média. O escoamento intensificado atinge a plataforma média, rotacionando ciclonicamente e integrando a corrente para sudoeste, típica deste compartimento da plataforma. A partir de Ubatuba e ainda na plataforma interna, o escoamento observado é perpendicular ao continente e em direção ao largo. Essa resposta pode estar associada aos ventos de nordeste, sendo uma evidência do transporte de Ekman, que transportam águas superficiais para a esquerda da direção do vento. Como consequência deste transporte, há um desnível da superfície livre do mar próximo a costa que, por ajuste geostrófico, força uma corrente que mantém a costa à direita. Essa resposta barotrópica é intensa o suficiente para enfraquecer a resposta baroclínica do balanço geostrófico, mas não o suficiente para suplantá-la. Assim, observa-se uma corrente para sudeste, resultante da combinação da resposta ao vento (para o largo) e da resposta baroclínica (mantendo a costa à esquerda).

A presença dos ventos de nordeste, de forma anômala devido a ausência de inversões durante cerca de 30 dias, acarreta na intensificação das correntes para sudoeste, observadas em quase toda a extensão da plataforma média. A leve deflexão para sul dos vetores de velocidade observada nos campos anômalos, na metade norte do domínio, ocorrem devido ao fortalecimento da componente quase paralela à costa, como resposta ao vento de nordeste, na forma de transporte de Ekman, observado desde a plataforma interna até a média. O escoamento, em 40 metros de profundidade, é dividido em duas formas distintas e bem definidas. Na região mais costeira da plataforma média, correntes para nordeste indicam uma resposta baroclínica ao gradiente de pressão, da mesma forma como observado na superfície. Na região mais oceânica da plataforma média, a resposta barotrópica, devido ao vento, suplanta a baroclínica, observando-se escoamento para sudoeste, embora com vetores de velocidade difusos em algumas regiões, devido ao cisalhamento horizontal com as correntes para nordeste. A intensificação observada entre Santos e Ubatuba nesta profundidade é associada aos meandros da Corrente do Brasil, conforme observado por Coelho (2008) no nível vertical de 44 metros, presente ao largo

da isóbata de 80 metros, ou seja, na plataforma externa.

Ao analisar as componentes de velocidade separadamente, observa-se que a componente quase paralela contém as maiores intensidades em toda a extensão da PCSE, quando comparada com a componente quase perpendicular (Figuras 3.13 e 3.14, Figuras 3.19 e 3.20), sendo que as maiores intensidades são observadas ao largo da plataforma continental, superando -0.5 m.s^{-1} e -0.3 m.s^{-1} , nos experimentos EA1 e EA2, respectivamente. Valores semelhantes na região foram observados por medições *in situ*, em cerca de 50 metros de profundidade e associados à presença da Corrente do Brasil (Rocha et al. 2014), sendo observados com maior frequência nas seções ao norte do domínio, onde já são documentados incursões da CB sobre a plataforma continental, devido a largura nesta região (Silveira et al. 2000). No entanto, ao sul da plataforma também observam-se valores intensos associados a um escoamento para sudoeste, provavelmente devido à resposta barotrópica da PCSE à presença de ventos de nordeste (Dottori e Castro 2009). Junto à costa, há correntes variando entre 0.1 e 0.2 m.s^{-1} , apontando preferencialmente para nordeste, como uma resposta baroclínica aos gradientes de pressão característicos da PCI, sendo menos intensas na seção norte e mais intensas nas seções central e sul. Este comportamento é condizente com os trabalhos de Ruffato (2011) e, mais recentemente, de Moraes (2016), onde a corrente na PCI é mais intensas ao sul da Ilha de São Sebastião e com maior variabilidade direcional ao norte deste limite. Apesar das mudanças observadas nos campos horizontais com a presença do bloqueio atmosférico, as seções verticais ao largo de Santos, tanto em EA1, quanto em EA2, apresentam comportamento semelhante aos resultados numéricos obtidos por Coelho (2008), na mesma região. As variações de intensidade obtidas nos experimentos numéricos deste trabalho são condizentes com as obtidas por Castro (1996), Valente (1999) e Mazzini (2009) para as regiões da PCI e PCM.

Capítulo 5

Conclusões

Este trabalho utilizou a modelagem numérica como ferramenta para verificar os efeitos do bloqueio atmosférico que impactou a região sudeste brasileira, no verão de 2014, influencia anormalmente o regime de ventos, ao impedir o avanço de frentes frias durante toda a estação de verão. Como consequência, o sudeste brasileiro vivenciou um dos anos mais secos já registrados, culminando, inclusive, na crise hídrica de 2015, devido aos déficits de precipitação. O evento afetou de forma significativa o regime de ventos da região, onde registraram-se ventos de nordeste por 24 dias ininterruptos.

Implementou-se o modelo numérico ECOM na Plataforma Continental Sudeste brasileira, forçando-o com fluxo de calor, vento, descarga fluvial e campos termohalinos climatológicos. Validou-se o modelo, obtendo-se valores estatísticos que indicaram boa representabilidade da hidrodinâmica nas plataforma interna e média da área de estudo. No entanto, a ausência de dados de vazão fluvial na região impediu uma análise mais abrangente no que tange os efeitos da redução da descarga fluvial, devido à seca, nos permitindo apenas estudar a influência da radiação solar e dos ventos anômalos na circulação.

As principais conclusões de trabalho foram:

- O método utilizado para detectar eventos anômalos da direção do vento se mostrou eficaz, apesar de suas limitações, identificando o episódio de vento anômalo associado ao bloqueio atmosférico do verão de 2014, além da possível relação de eventos com ventos do quadrante do sul, persistentes por mais de 5 dias, como ciclone subtropicais na região sudeste brasileira;
- Apesar das limitações das configurações utilizadas nos experimentos numéricos,

o modelo representou relativamente bem os campos horizontais, principalmente de temperatura na superfície do mar, visto as dificuldades de se parametrizar os processos termodinâmicos;

- O modelo reproduziu satisfatoriamente a hidrodinâmica da PCSE, evidenciado pelos valores de skill obtidos, sendo que se obteve os melhores resultados para a componente quase paralela. Além disso, o modelo também reproduziu adequadamente a variabilidade da temperatura na coluna d'água, obtendo-se uma melhor representabilidade da temperatura próximo ao fundo;
- Constatou-se que, durante episódios de bloqueio atmosférico, a intensificação da radiação solar incidente devido a inibição da formação de nuvens causa um aquecimento anômalo nas camadas superficiais da plataforma continental. Em regiões rasas, como a plataforma interna, o aquecimento pode ser observado em toda a coluna d'água, como na PCI;
- Este aquecimento intensifica o gradiente horizontal de temperatura, fortalecendo a resposta baroclínica ao ajuste geostrófico, na forma de correntes que mantém a costa à esquerda (para nordeste). Este fortalecimento se limita até o sul da Ilha de São Sebastião;
- O transporte superficial, da costa para o largo é condicionado pelos ventos de nordeste. Por conservação de massa, há indução de movimento no sentido contrário, ocasionando um avanço da isoterma de 18°C pelo fundo. Este processo foi observado em toda a extensão da PCSE, tal qual descrito por Rezende (2003);
- Com a constante presença dos ventos de nordeste, que estimulam o avanço da isoterma de 18°C , e com o aquecimento da PCI, atuando como um bloqueio térmico a este avanço, há uma ocupação da ACAS em níveis verticais próximos à superfície livre do mar, sendo observado em profundidades de até 10 m, no setor norte do domínio;
- O aquecimento em superfície, causado pela radiação solar incidente, é balanceado pelas águas frias, advectadas de regiões oceânicas, isolando as altas temperaturas às regiões mais rasas da PCI. Este efeito não é observado ao sul da área de estudo, entre Cananéia e Santos, onde há a presença de uma piscina de águas quentes;

- Em Cabo Frio, há intensificação do processo de ressurgência costeira, embora limitado a essa região, mas com alcance da pluma de águas frias atingindo a região central da PCSE.
- Não foi possível estimar adequadamente se a redução da vazão fluvial causou mudanças significativas na circulação da PCI, devido a falta de informação desta fonte. Problema semelhante foi obtido por Moraes (2016), não tendo sido possível determinar sua variabilidade;
- A circulação na Plataforma Continental Sudeste é um sistema complexo de fluxos, havendo predominância de escoamento para nordeste na PCI e para sudoeste na PCM. Devido a essa oposição de sentidos, há intenso cisalhamento horizontal de velocidade, gerando feições ciclônicas na região, principalmente entre Cananéia e São Sebastião.
- Como consequência de todos os processos já mencionados, o avanço da Frente Térmica Profunda (FTP) em direção ao continente não é acentuado, embora haja a ocupação de águas com temperatura menor que 18°C em regiões mais rasas. Como consequência dessa ocupação, a Frente Halina Superficial (FHS) é deslocada para o largo em toda a coluna d'água, ao norte da Ilha de São Sebastião. Consequentemente, observa-se uma ocupação de Água Costeira (AC) aquecida e de Água Central do Atlântico Sul (ACAS) em toda a plataforma;
- Ao sul da Ilha de São Sebastião, no entanto, o deslocamento da FHS é observado somente nas camadas superficiais, devido ao transporte de Ekman, enquanto que, em profundidades maiores que 30 metros, observa-se um aumento do volume de Água Tropical (AT) ao largo da plataforma.

Referências

- Alexander, D. C. (2017). *Natural disasters*. Routledge.
- Beniston, M. (2004). The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations. *Geophysical Research Letters* 31(2).
- Birocchi, P. (2018). Estudo do impacto de efluentes dos emissários submarinos nas áreas adjacentes ao canal de São Sebastião, SP. Dissertação (mestrado), Universidade de São Paulo.
- Bonetti Filho, J. e L. B. d. Miranda (1997). Estimativa da descarga de água doce no sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape. *Revista Brasileira de Oceanografia* 45(1-2), 89–94.
- Bouwer, L. M. (2011). Have disaster losses increased due to anthropogenic climate change? *Bulletin of the American Meteorological Society* 92(1), 39–46.
- Brandini, F. P., M. Nogueira, M. Simião, J. C. U. Codina, e M. A. Noernberg (2014). Deep chlorophyll maximum and plankton community response to oceanic bottom intrusions on the continental shelf in the South Brazilian Bight. *Continental Shelf Research* 89, 61 – 75.
- Brink, K. (2005). Coastal physical processes overview. *The Sea* 13, 37–59.
- Campos, E. J., J. Gonçalves, e Y. Ikeda (1995). Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: Summer of 1991. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 100(C9), 18537–18550.
- Carvalho, J. L., C. A. Schettini, and T. M. Ribas (2010). Estrutura termohalina do litoral centro-norte catarinense. *Brazilian Journal of Aquatic Science and Technology* 2(1), 181–197.

- Castro, B. M. (1985). *Subtidal response to wind forcing in the South Brazil Bight during winter*. Tese de doutorado, University of Miami.
- Castro, B. M. (1996). Correntes e massas de água da plataforma continental norte de São Paulo. *Tese de Livre Docência, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo*.
- Castro, B. M. (2014). Summer/winter stratification variability in the central part of the South Brazil Bight. *Continental Shelf Research* 89, 15 – 23.
- Castro, B. M. e T. N. Lee (1995). Wind-forced sea level variability on the southeast Brazilian shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 100(C8), 16045–16056.
- Castro, B. M., L. Miranda, L. Silva, R. Fontes, A. Pereira, e A. Coelho (2008). Processos físicos: hidrografia, circulação e transporte. *Oceanografia de um Ecossistema Subtropical: Plataforma de São Sebastião, SP, São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo*, 59–121.
- Castro, B. M. e L. B. Miranda (1998). Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4 n and 34 s. *The sea* 11(1), 209–251.
- Castro, B. M., A. F. Pereira, A. de Caroli, H. F. Neto, G. C. A. Paschoal, I. C. A. da Silveira, e C. C. Amor (2015). Correntes e Massas de Água na Plataforma Continental. In R. P. Martins and G. S. Grossmann-Matheson (Eds.), *Meteorologia e Oceanografia*, pp. 191 – 254.
- Cerda, C. e B. M. Castro (2014). Hydrographic climatology of South Brazil Bight shelf waters between Sao Sebastiao (24°S) and Cabo Sao Tome (22°S). *Continental Shelf Research* 89, 5 – 14.
- Chang, S. E., M. Gregorian, K. Pathman, L. Yumagulova, e W. Tse (2012). Urban growth and long-term changes in natural hazard risk. *Environment and Planning A* 44(4), 989–1008.
- Changnon, S. A., K. E. Kunkel, and B. C. Reinke (1996). Impacts and responses to the 1995 heat wave: A call to action. *Bulletin of the American Meteorological society* 77(7), 1497–1506.
- Coelho, A. L. (2008). *Resposta da Plataforma Continental Sudeste a ventos sazonais e sinóticos de verão: estudos numéricos*. Tese de doutorado, Universidade de São

- Paulo.
- Coelho, C. A. S., D. H. F. Cardoso, e M. A. F. Firpo (2016). Precipitation diagnostics of an exceptionally dry event in São Paulo, Brazil. *Theoretical and Applied Climatology* 125(3-4), 769–784.
- Coelho, C. A. S., C. P. de Oliveira, T. Ambrizzi, M. S. Reboita, C. B. Carpenedo, J. L. P. S. Campos, A. C. N. Tomaziello, L. A. Pampuch, M. de Souza Custódio, L. M. M. Dutra, et al. (2016). The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. *Climate Dynamics* 46(11-12), 3737–3752.
- Csanady, G. T. (1997). On the theories that underlie our understanding of continental shelf circulation. *Journal of Oceanography* 53, 207–230.
- De Bono, A., P. Peduzzi, S. Kluser, e G. Giuliani (2004). Impacts of summer 2003 heat wave in Europe.
- Dottori, M. and B. M. Castro (2009). The response of the São Paulo Continental Shelf, Brazil, to synoptic winds. *Ocean dynamics* 59(4), 603–614.
- Dottori, M. e B. M. Castro (2018). The role of remote wind forcing in the subinertial current variability in the central and northern parts of the South Brazil Bight. *Ocean Dynamics* 68(6), 677–688.
- Easterling, D. R., G. A. Meehl, C. Parmesan, S. A. Changnon, T. R. Karl, and L. O. Mearns (2000). Climate extremes: observations, modeling, and impacts. *Science* 289(5487), 2068–2074.
- Emílsson, I. (1961). The shelf and coastal waters off southern Brazil. *Boletim do Instituto Oceanográfico* 11(2), 101–112.
- Espinoza, J. C., J. A. Marengo, J. Ronchail, J. M. Carpio, L. N. Flores, and J. L. Guyot (2014). The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. *Environmental Research Letters* 9(12), 124007.
- Fontes, R. F. C. e B. M. Castro (2017). Currents on the continental shelf adjacent to the Laje de Santos (SP, Brazil). *Brazilian Journal of Oceanography* 65(4), 595–604.
- Fouillet, A., G. Rey, V. Wagner, K. Laaidi, P. Empereur-Bissonnet, A. Le Tertre,

- P. Frayssinet, P. Bessemoulin, F. Laurent, P. De Crouy-Chanel, et al. (2008). Has the impact of heat waves on mortality changed in France since the European heat wave of summer 2003? A study of the 2006 heat wave. *International journal of Epidemiology* 37(2), 309–317.
- Galperin, B., L. H. Kantha, S. Hassid, e A. Rosati (1988). A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows. *Journal of the Atmospheric Sciences* 45(1), 55–62.
- Josey, S. (2001). A comparison of ECMWF, NCEP–NCAR, and SOC surface heat fluxes with moored buoy measurements in the subduction region of the northeast Atlantic. *Journal of Climate* 14(8), 1780–1789.
- Júnior, M. N., F. P. Brandini, e J. C. Codina (2014). Distribution of planktonic cnidarians in response to south atlantic central water intrusion in the south brazilian bight. *Continental Shelf Research* 89, 93 – 102. Oceanographic processes associated with the main continental shelf waters off South and Southeastern Brazil.
- Large, W. e S. Pond (1982). Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *Journal of physical Oceanography* 12(5), 464–482.
- Loder, J. W., W. C. Boicourt, and J. H. Simpson (1998). Western ocean boundary shelves coastal segment (W). *The Sea* 11, 3–27.
- Marengo, J. A., C. A. Nobre, M. E. Seluchi, A. Cuartas, L. M. Alves, E. M. Mendo, G. Obregón, e G. Sampaio (2015). A seca e a crise hídrica de 2014-2015 em São Paulo. *Revista USP* (106), 31–44.
- Mazzini, P. L. F. (2009). *Correntes subinerciais na plataforma continental interna entre Peruíbe e São Sebastião: observações*. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo.
- McPhillips, L. E., H. Chang, M. V. Chester, Y. Depietri, E. Friedman, N. B. Grimm, J. S. Kominoski, T. McPhearson, P. Méndez-Lázaro, E. J. Rosi, et al. (2018). Defining Extreme Events: A Cross-Disciplinary Review. *Earth's Future* 6(3), 441–455.
- Mellor, G. L. (1998). *Users guide for a three dimensional, primitive equation, numerical ocean model*. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, Princeton University Princeton, NJ.

- Mellor, G. L. e T. Yamada (1974). A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences* 31(7), 1791–1806.
- Mellor, G. L. e T. Yamada (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics* 20(4), 851–875.
- Mesquita, A. e J. Harari (1983). Tides and tide gauges of Ubatuba and Cananéia. *São Paulo: Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo* 11.
- Miranda, L. B. (1982). Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) a Ilha de São Sebastião (SP). *Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo*.
- Miranda, L. B. e B. M. de Castro (1979). Aplicação do diagrama TS estatístico-volumétrico à análise das massas de água da plataforma continental do Rio Grande do Sul. *Boletim do Instituto Oceanográfico* 28(1), 185–200.
- Mirza, M. M. Q. (2003). Climate change and extreme weather events: can developing countries adapt? *Climate Policy* 3(3), 233–248.
- Morais, P. H. L. S. (2016). Hidrodinâmica da Plataforma Continental Interna do estado de São Paulo. Dissertação (mestrado), Universidade de São Paulo.
- Munk, W., F. Snodgrass, e M. Wimbush (1970). Tides off-shore: Transition from California coastal to deep-sea waters. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics* 1(1-2), 161–235.
- Murphy, A. H. (1988). Skill scores based on the mean square error and their relationships to the correlation coefficient. *Monthly Weather Review* 116(12), 2417–2424.
- Nascimento, R. F. (2017). Resposta da Plataforma Continental de São Paulo ao vento sinótico: estudos numéricos. Dissertação (mestrado), Universidade de São Paulo.
- Nieto-Ferreira, R., T. M. Rickenbach, e E. A. Wright (2011). The role of cold fronts in the onset of the monsoon season in the South Atlantic convergence zone. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137(657), 908–922.
- Nobre, C. A., J. A. Marengo, M. E. Seluchi, L. A. Cuartas, e L. M. Alves (2016). Some characteristics and impacts of the drought and water crisis in Southeastern Brazil during 2014 and 2015. *Journal of Water Resource and Protection* 8(02), 252.

- Palóczy, A., I. da Silveira, B. Castro, e L. Calado (2014). Coastal upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil): The supporting role of deep ocean processes. *Continental Shelf Research* 89, 38 – 50.
- Pereira, A. F., B. M. Castro, L. Calado, e I. C. A. da Silveira (2007). Numerical simulation of M2 internal tides in the South Brazil Bight and their interaction with the Brazil Current. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 112(C4).
- Phillips, N. A. (1957). A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *Journal of Meteorology* 14(2), 184–185.
- Reboita, M. S., D. M. d. Oliveira, C. H. Freitas, G. M. d. Oliveira, and R. A. A. Pereira (2015). Anomalias dos padrões sinóticos da atmosfera na América do Sul nos meses de janeiro de 2014 e 2015. *Revista brasileira de energias renováveis* 4(4).
- Reid, R. O. e B. R. Bodine (1968). Numerical model for storm surges in galveston bay. *Journal of the Waterways and harbors Division* 94(1), 33–58.
- Rezende, J. H. M. d. (2003). *Intrusões da água central do atlântico sul na plataforma continental sudeste durante o verão*. Tese de doutorado.
- Rocha, C. B., I. C. A. da Silveira, B. M. Castro, e J. A. M. Lima. (2014) Vertical structure, energetics, and dynamics of the Brazil Current System at 22°S–28°S. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119(1), 52–69.
- Rodrigues, R. R. and T. Woollings (2017). Impact of Atmospheric Blocking on South America in Austral Summer. *Journal of Climate* 30(5), 1821–1837.
- Roversi, F. (2012). Estudo hidrodinâmico e de renovação das águas do sistema estuarino de Santos.
- Ruffato, D. G. (2011). Circulação na plataforma continental interna e média do estado de São Paulo durante o verão: estudos numéricos. Dissertação (mestrado), Universidade de São Paulo.
- Saha, S., S. Moorthi, H.-L. Pan, X. Wu, J. Wang, S. Nadiga, P. Tripp, R. Kistler, J. Woollen, D. Behringer, H. Liu, D. Stokes, R. Grumbine, G. Gayno, J. Wang, Y.-T. Hou, H.-Y. Chuang, H.-M. H. Juang, J. Sela, M. Iredell, R. Treadon, D. Kleist, P. V. Delst, D. Keyser, J. Derber, M. Ek, J. Meng, H. Wei, R. Yang, S. Lord, H. van den Dool, A. Kumar, W. Wang, C. Long, M. Chelliah, Y. Xue, B. Huang, J.-K.

- Schemm, W. Ebisuzaki, R. Lin, P. Xie, M. Chen, S. Zhou, W. Higgins, C.-Z. Zou, Q. Liu, Y. Chen, Y. Han, L. Cucurull, R. W. Reynolds, G. Rutledge, e M. Goldberg (2010). NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) Selected Hourly Time-Series Products, January 1979 to December 2010.
- Saha, S., S. Moorthi, X. Wu, J. Wang, S. Nadiga, P. Tripp, D. Behringer, Y.-T. Hou, H. ya Chuang, M. Iredell, M. Ek, J. Meng, R. Yang, M. P. Mendez, H. van den Dool, Q. Zhang, W. Wang, M. Chen, e E. Becker (2011). NCEP Climate Forecast System Version 2 (CFSv2) 6-hourly Products.
- Sillmann, J. e M. Croci-Maspoli (2009). Present and future atmospheric blocking and its impact on European mean and extreme climate. *Geophysical Research Letters* 36(10).
- Silva, L. d. S., L. B. d. Miranda, e B. M. d. Castro Filho (2005, 12). Numerical study of circulation and thermohaline structure in the São Sebastião channel. *Revista Brasileira de Geofísica* 23, 407 – 425.
- Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. de Godoi, and Y. Ikeda (2000). A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia* 48(2), 171–183.
- Smagorinsky, J. (1963). General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. *Monthly weather review* 91(3), 99–164.
- Stan, C., D. M. Straus, J. S. Frederiksen, H. Lin, E. D. Maloney, and C. Schumacher (2017). Review of Tropical-Extratropical Teleconnections on Intraseasonal Time Scales. *Reviews of Geophysics* 55(4), 902–937.
- Stech, J. (1990). Um estudo comparativo da dinâmica da circulação de inverno entre as plataformas continentais das costas sudeste do Brasil e dos Estados Unidos utilizando um modelo numérico. *São Paulo*.
- Stech, J. L. e J. A. Lorenzzetti (1992). The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 97(C6), 9507–9520.
- Stephenson, D. B., H. Diaz, and R. Murnane (2008). *Definition, diagnosis, and origin of extreme weather and climate events*, Volume 348. Cambridge University Press: New York.

- Stopa, J. E. e K. F. Cheung (2014). Intercomparison of wind and wave data from the ECMWF Reanalysis Interim and the NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Ocean Modelling* 75, 65 – 83.
- Swain, S., P. Patel, e S. Nandi (2017, July). Application of SPI, EDI and PNPI using MSWEP precipitation data over Marathwada, India. In *2017 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, pp. 5505–5507.
- Twigg, J. (2004). Disaster risk reduction: mitigation and preparedness in development and emergency programming. Technical report, Overseas Development Institute (ODI).
- UNISDR (2015). The human cost of weather-related disasters, 1995–2015. Technical report, Center for Research on the Epidemiology of Disasters.
- UNISDR (2017). Economic, Losses, Poverty & Disasters, 1998–2017. Technical report, Center for Research on the Epidemiology of Disasters.
- Valente, M. H. M. (1999). *Circulação na plataforma interna do litoral norte do Estado de São Paulo*. Tese de doutorado.
- Valentim, S. S., M. E. C. Bernardes, M. Dottori, e M. Cortezi (2013, 09). Low-frequency physical variations in the coastal zone of Ubatuba, northern coast of São Paulo State, Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography* 61, 187 – 193.
- Wahlstrom, M. e D. Guha-Sapir (2015). The human cost of weather-related disasters 1995–2015. *Geneva, Switzerland: UNISDR*.
- Wallemacq, P. (2018). *Economic losses, poverty & disasters: 1998-2017*. Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, CRED.
- Walters, R. A. e C. Heston (1982). Removing Tidal-Period Variations from Time-Series Data Using Low-Pass Digital Filters. *Journal of Physical Oceanography* 12(1), 112–115.
- Webster, P. J., V. E. Toma, e H.-M. Kim (2011). Were the 2010 Pakistan floods predictable? *Geophysical Research Letters* 38(4).
- Willmott, C. J. (1981). On the validation of models. *Physical geography* 2(2), 184–194.
- Zembruski, S. G. (1979). Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. *Geomorfologia da margem continental sul brasileira e*

das áreas oceânicas adjacentes. Rio de Janeiro, PETROBRAS. CENPES. DINTEP (Série Projeto REMAC NUM. 7).

Zeng, X., M. Zhao, e R. E. Dickinson (1998). Intercomparison of Bulk Aerodynamic Algorithms for the Computation of Sea Surface Fluxes Using TOGA COARE and TAO Data. *Journal of Climate* 11(10), 2628–2644.