

efeitos da subida do nível do mar na inundação costeira na costa leste do brasil devido às mudanças climáticas

Raquel Toste Ferreira dos Santos

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

Orientadores: Luiz Landau
Luiz Paulo de Freitas Assad

Rio de Janeiro
Março de 2017

EFEITOS DA SUBIDA DO NÍVEL DO MAR NA INUNDAÇÃO COSTEIRA NA
COSTA LESTE DO BRASIL DEVIDO ÀS MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Raquel Toste Ferreira dos Santos

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

Examinada por:

Prof. Luiz Landau, D.Sc.

Prof. Luiz Paulo de Freitas Assad, D.Sc.

Prof. Fernando Pellon de Miranda, Ph.D.

Prof. Alexandre Macedo Fernandes, Ph.D.

Prof. Mauro Cirano, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL
MARÇO DE 2017

Santos, Raquel Toste Ferreira dos

Efeitos da subida do nível do mar na inundação costeira na costa leste do Brasil devido às mudanças climáticas/Raquel Toste Ferreira dos Santos. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2017.

XXVIII, 184 p.: il.; 29, 7cm.

Orientadores: Luiz Landau

Luiz Paulo de Freitas Assad

Tese (doutorado) – UFRJ/COPPE/Programa de Engenharia Civil, 2017.

Referências Bibliográficas: p. 161 – 181.

1. mudanças climáticas. 2. inundação costeira.
3. modelagem hidrodinâmica. I. Landau, Luiz *et al.*
- II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

*“If there is magic in this planet,
it is contained in water”*

Loren Eiseley

Agradecimentos

Após quatro anos de doutorado e convívio com amigos e colegas de trabalho, muitas são as pessoas a agradecer, tanto pelo crescimento profissional, quanto pelo companheirismo e auxílio ao longo dessa etapa.

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer aos meus orientadores, os professores Luiz Landau e Luiz Paulo de Freitas Assad, pelo apoio e pela oportunidade de trabalhar e desenvolver a tese no Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia (LAMCE). Durante o período que trabalhamos juntos, os desafios foram constantes, porém sempre recebi apoio às minhas iniciativas de pesquisa e pude contar com o suporte e incentivo de ambos. A liberdade e a confiança que depositaram em mim foram de fato fundamentais para a concretização dessa tese.

À ANP, Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis, pelo apoio financeiro através de seu Programa de Formação de Recursos Humanos (PRH-ANP).

Aos professores Fernando Pellon de Miranda, Alexandre Macedo Fernandes e Mauro Cirano, por terem gentilmente aceitado o convite para participação na banca de avaliação do trabalho e pelos comentários, sugestões e críticas que foram muito úteis para a elaboração da versão final da tese e que também serão valiosos para futuros trabalhos.

A todos os amigos do Núcleo de Modelagem Ambiental, pela troca constante de conhecimento e sugestões. Todos foram e são muito importantes, cada um com sua especialidade e conhecimento, além de terem se tornado queridos amigos. Em especial, gostaria de agradecer à Carina por todo apoio desde a minha entrada no doutorado.

A toda a equipe do LAMCE, principalmente à equipe de TI, por sempre terem sido solícitos, e do Laboratório de Sensoriamento Remoto por Radar Aplicado à Indústria do Petróleo (LabSAR), principalmente ao Adriano, pelo auxílio na elaboração dos modelos digitais de terreno e fornecimento das bases topográficas.

Ao Fábio, pelo carinho e por todo o incentivo que me faz ter mais confiança e me ajuda a superar os meus desafios.

Por fim, gostaria de agradecer à minha família, em especial, à minha mãe, ao meu irmão e ao meu tio Carlos por sempre estarem ao meu lado, compreenderem minhas ausências e me darem suporte ao longo de minha caminhada.

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

FEFEITOS DA SUBIDA DO NÍVEL DO MAR NA INUNDAÇÃO COSTEIRA NA COSTA LESTE DO BRASIL DEVIDO ÀS MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Raquel Toste Ferreira dos Santos

Março/2017

Orientadores: Luiz Landau
Luiz Paulo de Freitas Assad

Programa: Engenharia Civil

As alterações no padrão de inundação costeira, assim como na hidrodinâmica regional, do início para o final do século foram investigadas na costa leste do Brasil, com base nas anomalias entre dois experimentos de regionalização baseados nos resultados do modelo do sistema terrestre HadGEM2-ES para a rodada histórica e o cenário RCP4.5 do *Coupled Model Intercomparison Project* fase 5. Foi realizada a modelagem hidrodinâmica em dez grades numéricas (1/3° a 27 m de resolução) com o *Regional Ocean Modelling System*, com foco em duas áreas de estudo: a região de entorno da Baía de Guanabara (RJ) e entre os Municípios de Una e Belmonte (BA). Foram verificados a migração da origem e a intensificação da Corrente do Brasil, o aumento médio da temperatura da superfície do mar em 1,44°C e do nível do mar (NM) médio em 0,78 m. Foram observadas variações espaciais nas taxas de subida do NM e uma taxa média de 7,5 mm/ano junto à costa. Foram propostos dois índices de vulnerabilidade costeira às mudanças climáticas baseados nos resultados das simulações. O primeiro índice apontou que mais de 75% da costa entre 12 e 30°S apresentam alta vulnerabilidade à subida do NM. O segundo foi aplicado às duas áreas de estudo que majoritariamente registraram vulnerabilidade moderada às inundações costeiras. Em ambas as áreas foram observadas a expansão das áreas sujeitas à inundação e a maior persistência do alagamento nas áreas previamente inundáveis, indicando perdas nas áreas de manguezais, redução da faixa de areia das praias e aumento do espelho d'água das lagoas costeiras. Os resultados encontrados demonstram a importância do estudo das mudanças climáticas e da aplicação de métodos que permitam a avaliação de seus efeitos na zona costeira.

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

SEA LEVEL RISE EFFECTS ON COASTAL FLOODING IN THE BRAZILIAN EAST COAST DUE TO CLIMATE CHANGES

Raquel Toste Ferreira dos Santos

March/2017

Advisors: Luiz Landau

Luiz Paulo de Freitas Assad

Department: Civil Engineering

Changes on coastal flooding patterns, as well as on regional hydrodynamics, from the beginning to the end of the century were evaluated in the east coast of Brazil, based on the anomalies from two downscaling experiments using the Earth System model HadGEM2-ES outputs for historical and RCP4.5 runs from Coupled Model Intercomparison Project phase 5. Ocean modeling was applied on ten numerical grids (1/3° to 27 m of resolution) focusing on two study areas: the Guanabara Bay surroundings (RJ) and the region between Una and Belmonte Municipalities (BA). It was observed the displacement on Brazil Current (BC) origin, BC intensification, and the increasing of mean sea surface temperatures in 1.44 °C and the mean sea level rise (SLR) in 0.78 m. Spatial variations on SLR rates were observed with an average rate of 7.5 mm/year close to the coast. Two coastal vulnerability indices to climate changes were also proposed based on modeling results. The first index showed more than 75% of the coast between 12 and 30°S with high vulnerability to SLR. The second was applied to the two study areas that mostly exhibited moderated vulnerability to coastal floodings. In both areas, more regions would be submitted to floodings and regions already submitted to wetting and drying processes would be flooded for longer periods, leading to mangrove losses, narrower sandy beaches and larger water surface areas of coastal lagoons. The results highlight the importance of studying climate changes and applying methods to allow the evaluation of its effects on coastal zones.

Sumário

Lista de Figuras	xi
Lista de Tabelas	xxii
Lista de Símbolos	xxiv
Lista de Abreviaturas	xxvi
1 Introdução	1
2 Objetivos	4
2.1 Objetivos específicos	4
3 Mudanças climáticas	6
3.1 Cenários	7
3.2 Modelos Climáticos	9
3.2.1 HadGEM2-ES	10
3.3 Experimentos CMIP5	13
3.3.1 Experimento 3.1	14
3.3.2 Experimento 3.2	14
3.3.3 Experimento 4.1	15
3.4 Projeções climáticas	17
3.4.1 Projeções de curto prazo	17
3.4.2 Projeções de longo prazo	21
3.4.3 Nível do mar	22
4 Vulnerabilidade Costeira	26
4.1 Inundação costeira	26
5 Área de estudo	29
5.1 Caracterização atmosférica	30
5.2 Caracterização oceanográfica	31
5.3 Área de estudo 1 – Litoral sul da Bahia	32

5.4 Área de estudo 2 – Baía de Guanabara	35
6 Material e Métodos	38
6.1 Regional Ocean Modelling System - ROMS	38
6.1.1 Sistemas de coordenadas e discretização espacial	39
6.1.2 Módulo de alagamento e secamento	41
6.1.3 Aninhamento de grades	46
6.2 Preprocessamento	47
6.2.1 Microtopografia de manguezais	48
6.2.2 Microtopografia da linha de costa	50
6.3 Grades Numéricas	51
6.4 Experimentos	56
6.4.1 Condição atual (Experimento 1)	56
6.4.2 Projeções futuras (Experimento 2)	57
6.5 Modelagem computacional	58
6.5.1 Modelo Hidrodinâmico	58
6.5.2 Análise dos resultados	64
7 Resultados	78
7.1 Regionalização do HadGEM2-ES	78
7.1.1 Corrente do Brasil	78
7.1.2 Temperatura da superfície do mar	81
7.1.3 Altura da superfície do mar	85
7.2 Mudanças na hidrodinâmica regional	90
7.2.1 Corrente do Brasil	90
7.2.2 TSM	96
7.2.3 Temperatura e salinidade	98
7.2.4 Nível do mar	101
7.3 Inundação Costeira	105
7.3.1 Área de estudo 1	105
7.3.2 Área de estudo 2	118
7.4 Vulnerabilidade Costeira	142
8 Discussão	146
8.1 Hidrodinâmica regional	146
8.2 Inundação costeira	152
8.3 Vulnerabilidade costeira	155
8.4 Considerações	156
9 Conclusões	158

Lista de Figuras

1	Trajetórias dos forçantes radiativos (gráfico da esquerda), emissões cumulativas de CO ₂ no século 21 em relação aos forçantes radiativos em 2100 (meio) e nível do forçante radiativo por categoria (direita) (Retirado de VAN VUUREN <i>et al.</i> , 2011).	9
2	Resolução vertical dos componentes atmosférico e oceânico do HadGEM2-ES (Modificado de MARTIN <i>et al.</i> , 2011).	11
3	Batimetria utilizada pelo HadGEM2-ES nas simulações no escopo do CMIP5, em metros (CMIP, 2013).	12
4	Campo médio de temperatura e velocidades superficiais para a região do Atlântico próximo à costa brasileira, calculadas pelo HadGEM2-ES para o período de 2004-2005 no experimento 3.2 (CMIP, 2013). .	15
5	Campo médio de temperatura e velocidades superficiais para a região do Atlântico próximo à costa brasileira, calculadas pelo HadGEM2-ES para o período de 2014-2015 no experimento 4.1 (CMIP, 2013). .	16
6	Campo médio de elevação da superfície livre em relação ao geoide para a região do Atlântico próximo à costa brasileira, calculadas pelo HadGEM2-ES para o período de 2014-2015 no experimento 4.1 (CMIP, 2013).	17
7	Projeções de aumento da temperatura média global de 1986 a 2050 para o cenário RCP4.5, relativa ao período de 1986-2005. São apresentadas as médias decadais dos resultados dos 42 modelos (Modificado de KIRTMAN <i>et al.</i> , 2013).	18
8	Série temporal de anomalia de temperatura atmosférica em relação ao período de 1986-2005 para os quatro cenários RCP na região leste da América do Sul (Modificado de VAN OLDENBORGH <i>et al.</i> , 2013). .	19
9	Mudanças na média anual global da temperatura na superfície do oceano baseado em 12 modelos de circulação geral oceano-atmosfera (AOGCM) para os quatro cenários RCP, em relação à média do período de 1986-2005. A área sombreada indica 90% de variação das anomalias projetadas (Modificado de KIRTMAN <i>et al.</i> , 2013).	20

10	Anomalia de temperatura global média anual, em relação ao período de 1986-2005. As linhas são as médias dos modelos, o sombreamento o desvio-padrão e os números indicam a quantidade de modelos que realizaram as projeções (Modificado de COLLINS <i>et al.</i> , 2013)	21
11	Diferença da altura da superfície livre acima do geoide, em cm, no período de 2090-2100 em relação à média do período de 2006-2015 no cenário RCP4.5 pelo HadGEM2-ES. Em (a) é representada principalmente a diferença nas regiões oceânicas e em (b) a diferença observada mais próximo à costa.	24
12	Representação da costa leste do Brasil e localização das áreas de estudo 1 e 2.	29
13	Representação esquemática das correntes e massas d'água ao largo da costa do Brasil. Onde: CSE = Corrente Sul Equatorial, CNB = Corrente do Norte do Brasil, CB = Corrente do Brasil, SNB = Subcorrente Norte do Brasil, CCI = Corrente de Contorno Intermediária, CCP = Corrente de Contorno Profunda. Retirado de SOUTELINO, 2008.	31
14	Representação esquemática das correntes e vórtices presentes nas proximidades da área de estudo 1. Onde: CSE = Corrente Sul Equatorial, CNB = Corrente do Norte do Brasil, CB = Corrente do Brasil. Baseado em SOUTELINO <i>et al.</i> (2011, 2013).	34
15	Representação esquemática das correntes e vórtices presentes nas proximidades da área de estudo 2. Onde: BG = Baía de Guanabara, CB = Corrente do Brasil. Baseado em MANO <i>et al.</i> (2009); MILL <i>et al.</i> (2015).	36
16	Escalonamento vertical das variáveis na grade do ROMS (Retirado de MYROMS, 2015).	40
17	Escalonamento horizontal das variáveis na grade C de Arakawa (MYROMS, 2015).	41
18	Relações entre a profundidade total (D), a batimetria (h), o deslocamento da superfície livre (η) e a comparação com a profundidade crítica (Dcrit) sem variação (a), com diminuição (b) e aumento (c) do nível de água em relação ao nível de referência.	43
19	Distribuição dos pontos ρ , u e v na grade numérica e exemplo de valores de $umask_{wet}$ de acordo com a máscara nos pontos ρ adjacentes (Retirado de WARNER <i>et al.</i> , 2013).	44

20	Exemplo de aninhamento de grades, onde as grades 1 e 4 possuem a menor e a maior resolução espacial, respectivamente (Retirado de MYROMS, 2015)	46
21	Representação esquemática do perfil de zoneamento do manguezal adotado no presente estudo. Onde: MPA = média das preamaras mais altas (sizígia), MPB = média das preamaras mais baixas (quadratura) e NM = nível médio.	50
22	Representação do modelo digital de terreno para a Área de Estudo 1, em metros, cuja localização é indicada na Figura 12. Os valores negativos correspondem à profundidade, abaixo do nível médio, e os valores positivos à topografia, acima do nível médio.	51
23	Representação do modelo digital de terreno para a Área de Estudo 2, em metros, cuja localização é indicada na Figura 12. Os valores negativos correspondem à profundidade, abaixo do nível médio, e os valores positivos à topografia, acima do nível médio.	51
24	Batimetria das grades T1 e T2 interpolada a partir do ETOPO1, em metros, e localização das grades B1 e R1.	52
25	Área de estudo 1, com representação da batimetria em metros, e localização das grades numéricas B1, B2 e BM1.	54
26	Área de estudo 2, com representação da batimetria em metros, e localização da grades numéricas R1, R2, RC1, RC2 e RM1.	55
27	Batimetria das grades numéricas RC1, RC2 e RM1, em metros.	55
28	Diagrama de execução e hierarquia das grades numéricas dos experimentos. As setas apontam da grade doadora para a grade recebedora.	57
29	Rugosidade de fundo utilizada nas grades numéricas BM1 (a) e RM1 (b) para o cálculo do coeficiente de arrasto pelo ROMS.	63
30	Hierarquia utilizada para a execução dos experimentos 1 e 2 e suas respectivas análises.	65
31	Pontos escolhidos para análise das séries de TSM obtidas com os resultados dos experimentos e os dados do <i>Pathfinder</i>	67
32	Localização dos pontos de grade utilizados para a extração das séries temporais de η para o cálculo do NMM, em azul claro, descrito no item 6.5.2.2. A região em vermelho e azul escuro apresentam, respectivamente, os pontos utilizados para o cálculo do NMM nas áreas de estudo 1 e 2. Em destaque, é apresentada a localização da estação maregráfica da Ilha Fiscal utilizada nas análises descritas no item 6.5.2.1.	71

33	Latitude de origem da Corrente do Brasil estimada no experimento 1 para as grades T1 (preto) e T2 (vermelho). A linha azul tracejada indica o limite norte da grade T2.	79
34	Série temporal do transporte da Corrente do Brasil ao longo de 22,1°S estimado no experimento 1 para as grades T1 (preto) e T2 (vermelho).	80
35	Transporte integrado até 500 m e posição de origem da Corrente do Brasil médios estimados no experimento 1 para as grades T1 (preto) e T2 (vermelho) durante os períodos de inverno (a) e verão (b). A linha azul marca a posição da seção utilizada para o cálculo do transporte de volume.	81
36	Temperatura superficial média do mar para o período de 1995 a 2005 (a) observada e (b) modelada para a grade T1.	82
37	Anomalia da temperatura média do mar, em graus Celsius, para o período de 1995 a 2005 entre os dados observados e o resultado do HadGEM2-ES (a) e o resultado da grade T1 (b).	82
38	Temperatura superficial média do mar para o período de 1995 a 2005 observada pelo <i>Pathfinder</i> (pontos azuis) e modelada para a grade T1 (linha preta) e T2 (linha vermelha), nos pontos A (a), B (b) e C (c), indicados na Figura 31.	83
39	Erro médio quadrático (RMSE) de TSM para o período de 1995 a 2005 entre a TSM do POES e os resultados para a grade T1 (preto) e T2 (vermelho), médio para a região da grade T2.	84
40	TSM média para o período de 1995 a 2005 (linhas inteiras) e <i>misfit</i> (linhas tracejadas) entre a TSM do POES (azul) e os resultados para a grade T1 (preto) e T2 (vermelho), médio para a região da grade T2.	85
41	Anomalia da superfície do mar (SLA) média para o período de 1995 a 2005 observada (a) e <i>bias</i> da SLA com os resultados do HadGEM2-ES (b) e do experimento 1 para as grades T1 (c) e T2 (d), em metros.	86
42	RMSE em metros para o período de 1995 a 2005 entre a SLA do CMEMS e os resultados para a grade T1 (preto) e T2 (vermelho), médio para a região da grade T2.	87
43	Misfit para o período de 1995 a 2005 entre a SLA do CMEMS e os resultados para a grade T1 (preto) e T2 (vermelho), médio para a região da grade T2.	87
44	Séries temporais de elevação do NM na estação maregráfica da Ilha Fiscal em relação ao NMM de 1986 a 2005. Os pontos azuis correspondem à série medida e as linhas às séries diárias com a baixa frequência (>30 dias) medida (verde) e modelada pelo experimento 1 na grade numérica T2 (vermelho).	88

45	Anomalia absoluta entre as séries temporais de elevação do NM medida na estação maregráfica da Ilha Fiscal e modelada pelo experimento 1 (grade numérica T2) no ponto mais próximo. Em azul, a anomalia das séries diárias e em preto a anomalia das séries filtradas com a baixa frequência. A linha vermelha indica o RMSE e a região cinza destaca o período onde foram observadas as menores anomalias.	89
46	Séries diárias de elevação do NM na estação maregráfica da Ilha Fiscal em relação ao NMM de 1986 a 2005. Em azul está a série medida e em vermelho a série modelada pelo experimento 1 (grade numérica T2) no ponto de grade mais próximo.	90
47	Latitude de origem da Corrente do Brasil estimada no experimento 2 para as grades T1 (preto) e T2 (vermelho). Os pontos correspondem às posições calculadas e as linhas à interpolação cúbica desses pontos. A linha azul tracejada indica o limite norte da grade T2.	91
48	Série temporal do transporte da Corrente do Brasil ao longo de 22,1°S estimado no experimento 2 para as grades T1 (preto) e T2 (vermelho).	92
49	Campo de velocidades sazonais superficiais calculadas para o experimento 1 e para o experimento 2, em m/s.	94
50	Campo de velocidades sazonais em 500 m calculadas para o experimento 1 e para o experimento 2, em m/s.	95
51	Anomalia média de temperatura para a região da grade T2, em relação à temperatura média para o instante inicial do experimento 1 em 1995, estimada para os dez anos de simulação no experimento 1 (1995-2005, em azul) e no experimento 2 (2090-2100, em vermelho). As linhas pontilhadas representam a média móvel considerando uma janela de tempo de 12 meses.	96
52	Temperatura superficial do mar média calculada no experimento 1 (a) e no experimento 2 (b), em graus Celsius.	97
53	Média latitudinal da temperatura da superfície do mar (a), calculada no experimento 1 (azul) e no experimento 2 (vermelho), em graus Celsius, para a região entre 50 e 30°W. As linhas representam a média e a área sombreada o desvio-padrão. Em (b) é apresentado o campo de média da anomalia de temperatura entre os dois experimentos. . .	97
54	Perfis de temperatura (a), salinidade (b) e densidade (c), calculados no experimento 1 (azul) e no experimento 2 (vermelho), na latitude 22,1 °S, entre as longitudes 34,5 e 30,0°W. As linhas inteiras indicam a média e a área sombreada o desvio-padrão.	98

55	Distribuição vertical da temperatura na latitude 22,1°S nos experimentos 1 (a) e 2 (b), em graus Celsius, e as anomalias (c) de temperatura para um instante de verão.	99
56	Distribuição vertical da temperatura na latitude 22,1°S nos experimentos 1 (a) e 2 (b), em graus Celsius, e as anomalias (c) de temperatura para um instante de inverno.	100
57	Nível do mar médio para toda a costa brasileira (azul claro) indicada na Figura 32, para a área de estudo 1 (vermelho) e para a área de estudo 2 (azul). As linhas contínuas representam os valores médios e as áreas sombreadas duas vezes o desvio-padrão.	102
58	Elevação da superfície livre média para a costa brasileira contida na grade T2 calculada para o ano de 2003 no experimento 1 (azul) e para o ano de 2098 no experimento 2 (vermelho). As linhas contínuas representam os valores diários e as linhas tracejadas a média móvel para trinta dias.	103
59	Aumento do nível do mar médio em 2100 em relação ao nível médio em 1995 (a) e os níveis médios (linha) e desvios-padrão (área sombreada) por latitude (b), em metros.	104
60	Elevação da superfície livre estimada em B1, considerando os resultados do experimento 1 (azul) e experimento 2, em metros, em Canavieiras (BA), respectivamente, para os anos de 2003 e 2098. A área em cinza destaca o período utilizado para os aninhamentos nas grades de maior resolução.	105
61	Elevação da superfície livre, em metros, considerando os resultados dos experimentos 1 (azul) e 2 (vermelho) na grade B2, em Canavieiras (BA), para o mês simulado indicado em cinza na Figura 60. As linhas tracejadas indicam os níveis médios locais estimados em cada experimento.	106
62	Área inundada, em km^2 , durante os experimentos 1 (azul) e 2 (vermelho) na grade B2, para o mês simulado indicado em cinza na Figura 60. A linha tracejada indica a área máxima permitida para o alagamento nos experimentos realizados.	107
63	Percentual do tempo em que as células da grade BM1 permaneceram alagadas durante os experimentos 1 (a) e 2 (b).	107

64	Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região BM1 durante a sizígia no experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local.	110
66	Inundação durante a maré enchente (a:c) e vazante (d:e) de sizígia na região BM1 para o experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas alagadas. No painel inferior, é mostrada a série de elevação da superfície livre no ponto em vermelho destacado no painel superior, em azul, com destaque em vermelho para o instante representado no painel superior.	115
67	Inundação durante a maré enchente (a:c) e vazante (d:e) de sizígia na região BM1 para o experimento 2. As áreas em cinza correspondem àquelas alagadas. No painel inferior, é mostrada a série de elevação da superfície livre no ponto em vermelho destacado no painel superior, em azul, com destaque em vermelho para o instante representado no painel superior.	116
68	Área máxima inundada no experimento 1 (a) e no experimento 2 (b) na região BM1, em azul, e diferença entre as áreas inundadas entre os dois experimentos (c), em vermelho. Em (a) e (b), as áreas em verde claro representam àquelas onde não é permitido o alagamento e as áreas em verde escuro àquelas onde o alagamento é permitido, porém permanecem secas.	117
69	Elevação da superfície livre estimada em R1, considerando os resultados do experimento 1 (azul) e experimento 2, em metros, na Ilha Fiscal (RJ). A área em cinza destaca o período utilizado para os aninhamentos nas grades de maior resolução.	118
70	Elevação da superfície livre, em metros, considerando os resultados dos experimentos 1 (azul) e 2 (vermelho) na grade R2, para o mês simulado indicado em cinza na Figura 69, na Ilha Fiscal (RJ). As linhas tracejadas indicam os níveis médios locais estimados em cada experimento.	119
71	Área inundada, em km^2 , durante os experimentos 1 (azul) e 2 (vermelho) na grade R2, para o mês simulado (indicado em cinza na Figura 69). A linha tracejada indica a área máxima permitida para o alagamento nos experimentos realizados.	120
72	Percentual do tempo em que as células da grade RM1 permaneceram alagadas durante os experimentos 1 (a) e 2 (b).	121

73	Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região RM1 durante a sizígia no experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local.	122
74	Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região RM1 durante a sizígia no experimento 2. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local.	123
75	Inundação durante a maré enchente (a:c) e vazante (d:e) de sizígia na região RM1 para o experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas alagadas. No painel inferior, é mostrada a série de elevação da superfície livre no ponto em vermelho destacado no painel superior, em azul, com destaque em vermelho para o instante representado no painel superior.	124
76	Inundação durante a maré enchente (a:c) e vazante (d:e) de sizígia na região RM1 para o experimento 2. As áreas em cinza correspondem àquelas alagadas. No painel inferior, é mostrada a série de elevação da superfície livre no ponto em vermelho destacado no painel superior, em azul, com destaque em vermelho para o instante representado no painel superior.	125
77	Área máxima inundada no experimento 1 (a) e no experimento 2 (b) na região RM1, em azul, e diferença entre as áreas inundadas entre os dois experimentos (c), em vermelho. Em (a) e (b), as áreas em verde claro representam àquelas onde não é permitido o alagamento e as áreas em verde escuro àquelas onde o alagamento é permitido, porém permanecem secas.	128
78	Percentual do tempo em que as células da grade RC1 permaneceram alagadas durante os experimentos 1 (a) e 2 (b).	129
79	Percentual do tempo em que as células da grade RC2 permaneceram alagadas durante os experimentos 1 (a) e 2 (b).	129

80 Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região RC1 durante a sizígia no experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local. 131

81 Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região RC1 durante a sizígia no experimento 2. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local. 132

82 Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região RC2 durante a sizígia no experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local. 134

83 Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região RC2 durante a sizígia no experimento 2. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local. 135

84 Inundação durante a maré enchente (a:c) e vazante (d:e) de sizígia na região RC1 para o experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas alagadas. No painel inferior, é mostrada a série de elevação da superfície livre no ponto em vermelho destacado no painel superior, em azul, com destaque em vermelho para o instante representado no painel superior. 136

85 Inundação durante a maré enchente (a:c) e vazante (d:e) de sizígia na região RC1 para o experimento 2. As áreas em cinza correspondem àquelas alagadas. No painel inferior, é mostrada a série de elevação da superfície livre no ponto em vermelho destacado no painel superior, em azul, com destaque em vermelho para o instante representado no painel superior. 137

86	Inundação durante a maré encheente (a:c) e vazante (d:e) de sizígia na região RC2 para o experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas alagadas. No painel inferior, é mostrada a série de elevação da superfície livre no ponto em vermelho destacado no painel superior, em azul, com destaque em vermelho para o instante representado no painel superior.	138
87	Inundação durante a maré encheente (a:c) e vazante (d:e) de sizígia na região RC2 para o experimento 2. As áreas em cinza correspondem àquelas alagadas. No painel inferior, é mostrada a série de elevação da superfície livre no ponto em vermelho destacado no painel superior, em azul, com destaque em vermelho para o instante representado no painel superior.	139
88	Área máxima inundada no experimento 1 (a) e no experimento 2 (b) na região RC1, em azul, e diferença entre as áreas inundadas entre os dois experimentos (c), em vermelho. Em (a) e (b), as áreas em verde claro representam àquelas onde não é permitido o alagamento e as áreas em verde escuro àquelas onde o alagamento é permitido, porém permanecem secas.	140
89	Área máxima inundada no experimento 1 (a) e no experimento 2 (b) na região RC2, em azul, e diferença entre as áreas inundadas entre os dois experimentos (c), em vermelho. Em (a) e (b), as áreas em verde claro representam àquelas onde não é permitido o alagamento e as áreas em verde escuro àquelas onde o alagamento é permitido, porém permanecem secas.	141
90	Índice de vulnerabilidade costeira (IVC) para a costa brasileira representada na grade T2 (a), conforme apresentado na Figura 24, e classificação da vulnerabilidade de acordo com o IVC calculado (b). .	142
91	Índice de vulnerabilidade costeira à inundação (IVCI) para a região sul da Bahia representada na grade B2 (a), indicada na Figura 25, e classificação da vulnerabilidade de acordo com o IFV calculado (b). .	143
92	Índice de vulnerabilidade costeira à inundação (IVCI) para a região da Baía de Guanabara representada na grade R2 (a), indicada na Figura 26, e classificação da vulnerabilidade de acordo com o IFV calculado (b).	144

93	Campo médio de tensão de cisalhamento do vento do HadGEM2-ES de 1995 a 2005 (a) e de 2090 a 2100 (b), usado como condição de contorno atmosférica para os experimentos de regionalização, e anomalia entre os dois campos (c). As cores representam a magnitude, em N/m^2 , e as setas a direção.	150
94	Rotacional da tensão de cisalhamento do vento do HadGEM2-ES médio de 1995 a 2005 (a) e de 2090 a 2100 (b) e a anomalia entre os dois períodos (c), em N/m^3 . As cores representam o rotacional e as setas em (a) e (b) a tensão do vento.	151

Lista de Tabelas

1	Rotas representativas de concentração (RCP - <i>Representative concentration pathways</i>) (VAN VUUREN <i>et al.</i> , 2011)	8
2	Percentual de modelos que projetam o aumento especificado de temperatura média do ar na superfície, em relação a 1850-1900, para cada cenário (KIRTMAN <i>et al.</i> , 2013).	19
3	Percentual de modelos que projetam o aumento especificado de temperatura média do ar na superfície, em relação a 1850-1900, para 2081-2100 (COLLINS <i>et al.</i> , 2013).	22
4	Valores médios de subida do NMM global, em metros, em relação ao período de 1986-2005 e taxa de subida em 2081 a 2100 em mm por ano (CHURCH <i>et al.</i> , 2013).	24
5	Valores numéricos atribuídos às células na máscara de terra/água e na máscara de alagamento e secamento (WARNER <i>et al.</i> , 2013) . . .	44
6	Impacto da máscara de alagamento e secamento nos pontos u da grade numérica na componente zonal de velocidade integrada na vertical (WARNER <i>et al.</i> , 2013)	45
7	Cotas atribuídas a cada classe de manguezal nas duas áreas de estudo. Os valores negativos estão acima do NMM e os positivos, abaixo.	49
8	Grades numéricas e hierarquia de condições de contorno.	56
9	Vazão dos rios considerados nas simulações hidrodinâmicas das grades B2, BM1, R2 e RM1 (COPPETEC, 2013; LAMCE, 2013).	62
10	Síntese das simulações numéricas realizadas para os dois experimentos.	64
11	Tipos de respostas dos manguezais à subida do NM (NICHOLLS <i>et al.</i> , 1999).	73
12	Classificação utilizada para o cálculo do índice de vulnerabilidade costeira (IVC)	74
13	Classificação da vulnerabilidade de acordo com o IVC (índice de vulnerabilidade costeira) proposto.	75

14	Classificação utilizada para o cálculo do índice de vulnerabilidade costeira à inundaçāo (IVCI).	77
15	Latitude média de origem da CB, com base nos resultados da grade T1, e transporte de volume na seção em 22,1°S, calculado com base nos resultados da grade T2, para os experimentos 1 e 2. Em parênteses são apresentados os valores mínimos e máximos obtidos.	91
16	Taxa de subida do NM médio e NMM em toda a costa brasileira da grade T2 e na costa das áreas de estudo 1 e 2, em relação ao nível médio em 1995.	104
17	Condições de contorno verticais do ROMS (η = elevação da superfície; h = profundidade abaixo do NM) (HEDSTRÖM, 2012).	183

Lista de Símbolos

$RSLR_{crit}^*$	valor crítico de subida do NM para áreas de manguezais, p. 72
η	elevação da superfície livre, p. 42
B1	Grade numérica, localizada na costa da Bahia, com resolução horizontal de 1,3 km, p. 53
B2	Grade numérica, localizada na costa da Bahia, com resolução horizontal de 190 m, p. 53
BM1	Grade numérica, localizada na costa da Bahia, com foco nos manguezais do rio Jequitinhonha e com resolução horizontal de 27 m, p. 53
D	profundidade total, p. 42
Dcrit	profundidade mínima/crítica, p. 41
R1	Grade numérica, localizada na costa do Rio de Janeiro, com resolução horizontal de 1,3 km, p. 53
R2	Grade numérica, localizada na costa do Rio de Janeiro, com resolução horizontal de 190 m, p. 54
RC1	Grade numérica, localizada na costa do Rio de Janeiro, com foco na cidade do Rio de Janeiro e com resolução horizontal de 27 m, p. 54
RC2	Grade numérica, localizada na costa do Rio de Janeiro, com foco na cidade de Niterói e com resolução horizontal de 27 m, p. 54
RM1	Grade numérica, localizada na costa do Rio de Janeiro, com foco nos manguezais da APA Guapimirim e com resolução horizontal de 27 m, p. 54
T1	Grade numérica com resolução horizontal de $1/3^\circ$, p. 52

T2 Grade numérica com resolução horizontal de $1/12^\circ$, p. 52

h batimetria, p. 42

Lista de Abreviaturas

ACAS	Água Central do Atlântico Sul, p. 31
AIA	Água Intermediária Antártica, p. 31
AMOC	<i>Atlantic Meridional Overturning Circulation</i> , p. 13
AOGCM	<i>Atmosphere–Ocean General Circulation Models</i> , p. 9
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte, p. 31
APA	Área de Proteção Ambiental, p. 37
AR4	IPCC <i>Fourth Assessment Report</i> , p. 7
AR5	IPCC <i>Fifth Assessment Report</i> , p. 1
ASAS	Alta (Anticiclone) Subtropical do Atlântico Sul, p. 30
ASM	altura da superfície do mar, p. 68
AT	Água Tropical, p. 31
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i> , p. 66
BG	Baía de Guanabara, p. 36
CB	Corrente do Brasil, p. 31
CCI	Corrente de Contorno Intermediária, p. 32
CIDE	Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro, p. 48
CMEMS	<i>Copernicus Marine Environment Monitoring Service</i> , p. 68
CMIP5	<i>Coupled Model Intercomparison Project phase 5</i> , p. 7
CSE	Corrente Sul Equatorial, p. 16
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i> , p. 13

EMIC	<i>Earth System Models of Intermediate Complexity</i> , p. 10
ESM	<i>Earth System Models</i> , p. 9
GEE	gases de efeito estufa, p. 1
GLOSS	<i>Global Sea Level Observing System</i> , p. 68
GLS	<i>generic length scale</i> , p. 58
GPCP	<i>Global Precipitation Climatology Project</i> , p. 13
HadGEM2-ES	<i>Hadley Centre Global Environmental Model version 2 - Earth System</i> , p. 10
HadGEM2	<i>Hadley Centre Global Environmental Model version 2</i> , p. 10
IAM	<i>Integrated Assessment Models</i> , p. 7
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i> , p. 1
IVCI	índice de vulnerabilidade costeira à inundaçāo, p. 75
IVC	índice de vulnerabilidade costeira, p. 73
LAMCE	Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia, p. 58
MDT	modelo digital de terreno, p. 47
MOHC	<i>UK Met Office Hadley Centre</i> , p. 10
NMM	nível médio do mar, p. 1
NM	nível do mar, p. 1
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i> , p. 66
NWW3	NOAA WaveWatch-III, p. 74
OCCAM	<i>Ocean Climate Circulation Advanced Modelling</i> , p. 80
OCEATLAN	Aliança Regional para a Oceanografia no Atlântico Sudoeste Superior e Tropical, p. 68
POES	Polar Operational Environmental Satellites, p. 66
RCM	<i>Regional Climate Models</i> , p. 10
RCP	<i>Representative Concentration Pathways</i> , p. 7

RMSE	<i>root mean squared error</i> , p. 65
ROMS	<i>Regional Ocean Modelling System</i> , p. 38
SLA	<i>sea level anomaly</i> , p. 68
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i> , p. 48
TSM	temperatura da superfície do mar, p. 13
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul, p. 30

Capítulo 1

Introdução

As mudanças climáticas têm sido observadas ao longo dos anos e muitos especialistas consideram que seus efeitos tendem a crescer conforme ocorra o aquecimento do planeta. Apesar das divergências quanto à origem antrópica ou natural do aumento da temperatura atmosférica em resposta, principalmente, ao aumento dos gases de efeito estufa (GEE) na atmosfera, os efeitos negativos sentidos no planeta causam uma preocupação crescente na sociedade (IPCC, 2007).

O IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) em seu quinto relatório (AR5) apresentou projeções climáticas futuras considerando cenários que combinam ações de adaptação e mitigação, de forma que se possa avaliar como as ações atuais podem alterar as condições climáticas futuras. Apesar de essas ações amenizarem as projeções para alguns cenários, estima-se que a temperatura atmosférica média do globo ainda assim aumente em 2100, o que levaria, dentre outras alterações, ao aumento da temperatura oceânica (IPCC, 2013). Uma das consequências seria o aumento do nível médio do mar (NMM) que tem efeito direto na zona costeira.

As previsões acerca do aumento do NMM são feitas em escala global com base nas projeções de mudanças na temperatura global atmosférica e expansão termostérica, basicamente. De acordo com os resultados de modelos climáticos globais, espera-se um aumento mínimo de 0,44 m do NMM em 2100, com base no nível médio do período de 1986 a 2005 (CHURCH *et al.*, 2013). No entanto, o NMM pode variar regionalmente e, dessa forma, o aumento mínimo do nível do mar (NM) em algumas regiões pode exceder de forma considerável essa projeção mínima global.

Considerando que, em sua maioria, a abordagem acerca das mudanças climáticas se vale de valores médios globais, o estudo regional é de extrema relevância para a avaliação mais precisa dos efeitos das mudanças climáticas que possivelmente irão ocorrer nas diferentes áreas do globo.

No Brasil, até o presente estudo, nenhuma regionalização, baseada na aplicação de modelos computacionais oceânicos, havia sido realizada a fim de verificar

como o NMM variará ao longo da costa ao final do século. Dessa forma, os estudos sobre os efeitos do potencial aumento do NMM na costa brasileira vêm sendo realizados com base em médias globais, desconsiderando as características regionais do litoral do país.

A zona costeira é a região mais vulnerável ao aumento do NMM, podendo ainda sofrer o impacto das alterações em outros componentes do sistema climático, acumulando os efeitos de mudanças nas taxas de precipitação, no clima de ondas e ventos, dentre outros. Nesse contexto, as inundações são um dos principais efeitos das mudanças do clima no ambiente costeiro (NICHOLLS e CAZENAVE, 2010). Como a maior parte da população mundial se concentra nas zonas litorâneas, o estudo dos aspectos relacionados aos efeitos das mudanças climáticas em inundações costeiras se torna estratégico, já que essa população se constitui na mais vulnerável a esses impactos. Além disso, muitos ambientes naturais fornecem serviços ambientais importantes para a manutenção da resiliência da costa, como é o caso dos manguezais.

No Brasil, o risco da inundaçāo costeira, além dos aspectos socioeconômicos, está intrinsecamente ligado aos seus possíveis impactos ambientais. Por ter uma zona costeira extensa e muitos campos de exploração e produção de petróleo no mar, as mudanças climáticas podem influenciar diretamente o impacto que possíveis acidentes poderiam ter na zona costeira, já que são esperadas mudanças na hidrodinâmica marinha e que a extensão das áreas inundadas pode ser alterada com a elevação do NMM.

No entanto, os estudos até hoje realizados sobre inundaçāo costeira no contexto das mudanças climáticas no litoral brasileiro foram baseados em abordagens estáticas. Dessa forma, as áreas consideradas vulneráveis à inundaçāo por efeito das mudanças climáticas no Brasil foram avaliadas com base em um ambiente imutável, cuja única alteração seria o nível de referência do mar, que afetaria de forma igualmente distribuída todas as extensões de baixo relevo, sem o auxílio da modelagem hidrodinâmica e considerando valores globais de subida do NMM.

Assim, estudos que viabilizem o conhecimento da forma como a inundaçāo costeira poderá ser alterada em resposta ao efeito conjunto da hidrodinâmica local no nível de água, já aumentado devido às mudanças climáticas, são cruciais para a compreensão da extensão dos impactos socioeconômicos e ambientais, bem como para a elaboração de um planejamento estratégico acerca das mudanças climáticas. Nesse contexto, a aplicação de modelos computacionais hidrodinâmicos é de fundamental importância, sendo, por isso, esta a abordagem escolhida na presente tese para a avaliação das alterações observadas na zona costeira brasileira em função das mudanças climáticas futuras.

Além disso, devido ao papel da indústria petrolífera na economia brasi-

leira e à crescente presença de campos de exploração e produção de petróleo nas águas jurisdicionais do país, estudos que viabilizem o conhecimento das condições hidrodinâmicas costeiras e oceânicas são fundamentais. As possíveis alterações nas condições oceânicas atuais em decorrência de possíveis mudanças climáticas são estratégicas para o desenvolvimento de tecnologias no setor, tendo em vista a gama de estruturas instaladas em ambiente marinho e costeiro, tanto para exploração e produção quanto de suporte a essas atividades. Ademais, os riscos associados a essas atividades realizadas em ambiente marinho fazem necessário o conhecimento da dinâmica principalmente no ambiente costeiro, atentando principalmente potenciais alterações nos padrões de inundação costeira, que estão intrinsecamente relacionados à vulnerabilidade da costa a incidentes com óleo no mar.

A elaboração da presente tese partiu da hipótese que o futuro aumento do NM global modificará a inundação marinha na costa do país, trazendo a necessidade do conhecimento da intensidade dessas alterações. Os objetivos gerais e específicos a fim de testar essa hipótese são apresentados a seguir no Capítulo 2.

O restante do documento foi organizado de forma que, nos Capítulos 3 e 4, são apresentadas as revisões bibliográficas sobre as mudanças climáticas e sobre vulnerabilidade costeira, respectivamente. No Capítulo 5, é feita a descrição da área de estudo e, no Capítulo 6, a definição da metodologia utilizada. Os resultados são apresentados no Capítulo 7 e discutidos no Capítulo 8. Por fim, no Capítulo 9, são apresentadas as conclusões.

Capítulo 2

Objetivos

A presente tese testa a hipótese de que a inundação marinha será intensificada na zona costeira brasileira devido às iminentes mudanças climáticas. Devido às diferenças regionais dos efeitos das mudanças no clima, a inundação costeira foi estudada em duas áreas localizadas em regiões geográficas que apresentam características oceanográficas, meteorológicas e morfológicas diferenciadas, além de possuírem diferentes tipos de ocupação da zona costeira: a área entre os Municípios de Una e Belmonte, no litoral sul da Bahia, e a área de entorno da Baía de Guanabara, no Rio de Janeiro.

Dessa forma, o trabalho verifica como o processo de inundação costeira será alterado, considerando um cenário climático intermediário proposto pelo IPCC, o cenário RCP4.5 (IPCC, 2013). Esse cenário foi escolhido por também ser amplamente utilizado pela comunidade científica em estudos climáticos e por ser o cenário utilizado nos experimentos de previsões decadais do IPCC. Além disso, o uso do RCP4.5 em modelos climáticos permite que a resposta do sistema climático à estabilização dos componentes antropogênicos dos forçantes radiativos seja avaliada em longo prazo (THOMSON *et al.*, 2011).

2.1 Objetivos específicos

- Implementação de um modelo hidrodinâmico marinho regional aninhado a grades costeiras de alta resolução com esquemas numéricos de inundação.
- Caracterização das alterações na hidrodinâmica marinha para a região do Atlântico Sul, devido às projeções climáticas estudadas, através do uso de modelagem computacional hidrodinâmica.
- Observação das alterações na dinâmica da inundação costeira nas duas áreas de estudo.

- Avaliação da vulnerabilidade costeira à elevação do NMM no litoral brasileiro e à inundação marinha nas duas áreas de estudo.

Capítulo 3

Mudanças climáticas

As mudanças climáticas têm sido foco de muitos estudos nos últimos anos, porém têm feito parte do cotidiano do planeta ao longo do tempo geológico (TARDY, 1997). O sistema climático possui um equilíbrio natural, obtido através da troca de energia entre a superfície terrestre e a atmosfera. Dessa forma, o balanço entre a radiação solar incidente e a radiação emitida pelo sistema terrestre se faz necessário para que haja um sistema climático equilibrado. Esse balanço é influenciado parcialmente pela presença de gases na atmosfera, que absorvem e emitem radiação infravermelha e aprisionam calor, exercendo papel fundamental para o efeito estufa natural (IPCC, 2001).

Assim, alterações nas radiações solar e infravermelha acarretam o desequilíbrio do sistema climático, sendo referidas na literatura como *radiative forcing*, termo que é referenciado ao longo deste documento como forçante radiativo. Este termo se refere às perturbações externas impostas ao total de energia radiativa do sistema climático terrestre. No contexto das mudanças climáticas, o forçante radiativo se refere às mudanças no sistema superfície-troposfera impostas por agentes externos (IPCC, 2001).

Apesar da abordagem dos forçantes radiativos, as variações no clima também podem resultar das interações internas entre os componentes do sistema climático, já que estes possuem diferentes tipos de respostas e interações não lineares entre si (IPCC, 2001).

No entanto, além das oscilações climáticas naturais, também são percebidas alterações nos padrões climáticos de longo prazo, tendo sido observado um aumento na temperatura superficial da Terra ao longo do século 20 (IPCC, 2007, 2013). As mudanças climáticas vêm se manifestando de diversas formas e, dentre as principais evidências citadas na literatura, estão a forte correlação entre o CO₂ atmosférico e a temperatura média do globo (BARNOLA *et al.*, 1987; MACFARLING-MEURE *et al.*, 2006), além dos aumentos nas médias globais de temperatura dos oceanos e do NMM (IPCC, 2007). Com isso, a fim de compreender o papel humano

nas mudanças observadas, o IPCC foi criado em 1988, também objetivando investigar os demais aspectos relacionados às mudanças no clima, desde a observação de evidências até a previsão de cenários futuros.

Desde então, estudos vêm sendo realizados e cinco relatórios de avaliação já foram publicados até o momento; mas, apesar das previsões realizadas pelo IPCC, não há um consenso entre os pesquisadores e alguns estudos, inclusive, apontam os projetados aumentos de temperatura e nível do mar como superestimados (e.g. MONCKTON, 2010). No entanto, em seu último relatório (AR5), o grupo de trabalho do IPCC apresentou previsões menos alarmistas, considerando novos cenários de previsão que consideram ações de mitigação (IPCC, 2013).

3.1 Cenários

As projeções do sistema climático são feitas através de modelos que se baseiam em uma gama de cenários de forçantes antropogênicos. No AR5, o IPCC baseia os modelos climáticos em cenários diferentes dos utilizados nos relatórios anteriores, chamados de RCP (*Representative Concentration Pathways*), elaborados a partir dos cenários encontrados na literatura. Esses cenários foram utilizados no Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados - Fase 5 (CMIP5 - *Coupled Model Intercomparison Project*) sob coordenação do *World Climate Research Programme* (IPCC, 2013).

Os cenários socioeconômicos e de emissões são utilizados em estudos climáticos considerando uma gama de variáveis, como as mudanças na socioeconomia, tecnologia, energia e uso da terra, bem como as emissões de GEE e poluentes. Os RCP fornecem informações sobre as possíveis trajetórias de desenvolvimento dos principais agentes forçantes das mudanças climáticas (VAN VUUREN *et al.*, 2011).

Diferente do AR4 (4º Relatório de Avaliação do IPCC), as mudanças climáticas nos RCP são tratadas como a combinação da adaptação e da mitigação. Os RCP representam diferentes cenários de mitigação e diferentes condições em termos de forçantes radiativos para o ano de 2100, correspondendo a cenários plausíveis, contudo não fazem relação com a probabilidade de ocorrência destas condições. Eles foram desenvolvidos usando modelos de avaliação integrada (IAM - *Integrated Assessment Models*), que consideram aspectos da economia, demografia, energia e alguns componentes climáticos, a partir dos quais são estabelecidos cenários de emissão utilizados para a obtenção das séries temporais de concentrações de GEE (IPCC, 2013).

Para as projeções futuras do IPCC, quatro cenários foram selecionados da literatura e definidos pelo forçante radiativo total em 2100, que, em termos práticos, representa a medida cumulativa das emissões de todas as fontes antrópicas de GEE,

em $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$. Os cenários escolhidos foram: o RCP2.6. - cenário de mitigação que levaria a um nível muito baixo de forçantes radiativos - este cenário também é conhecido como RCP3PD devido à trajetória ascendente do forçante radiativo até o pico de $3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, seguido de um declínio; RCP4.5 e RCP6 - cenários de estabilização média; e o RCP8.5 - cenário de alta emissão (VAN VUUREN *et al.*, 2011) (Tabela 1).

Tabela 1: Rotas representativas de concentração (RCP - *Representative concentration pathways*) (VAN VUUREN *et al.*, 2011)

Cenário	Descrição	Características
RCP2.6	Pico do forçante radiativo em $3,0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ($\sim 490 \text{ ppm CO}_2 \text{ eq}$) antes de 2100 e declínio após 2100.	As emissões de GEE e poluentes atmosféricos são reduzidas substancialmente ao longo do tempo
RCP4.5	Estabilização sem trajetória de forçantes superior a $4,5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ($\sim 650 \text{ ppm CO}_2 \text{ eq}$) e estabilização após 2100.	Os forçantes radiativos são estabilizados rapidamente após 2100.
RCP6.0	Estabilização sem trajetória de forçantes superior a $6,0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ($\sim 850 \text{ ppm CO}_2 \text{ eq}$) e estabilização após 2100.	Os forçantes radiativos são estabilizados rapidamente após 2100, através da aplicação de tecnologias e estratégias para reduzir as emissões de GEE.
RCP8.5	Rota de forçante radiativo crescente até chegar a $8,5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ($\sim 1370 \text{ ppm CO}_2 \text{ eq}$) em 2100.	As emissões de GEE aumentam ao longo do tempo, alcançando altas concentrações de GEE.

De uma forma geral, em relação aos GEE, o cenário RCP2.6 considera um nível muito baixo de emissões, o RCP4.5, baixas concentrações de GEE e ações moderadas de mitigação, o RCP6 tem concentração média e intensivas ações de mitigação e o RCP8.5 corresponde ao cenário com alta concentração. Além disso, os cenários variam entre si pela extensão das áreas destinadas à agricultura e ao nível de poluição atmosférica.

Em relação à agricultura, no RCP2.6 e no RCP8.5 são consideradas áreas de média extensão destinadas ao plantio e à pastagem, já no RCP4.5 são consideradas áreas muito pequenas para ambas atividades e no RCP6 uma área média para plantio e muito pequena para pastagem. Quanto à poluição atmosférica, são considerados níveis baixos a médios de poluição no RCP2.6, nos cenários RCP4.5 e RCP6 a poluição é considerada média e no RCP8.5 o nível de poluição é de médio a alto (VAN VUUREN *et al.*, 2011).

Na Figura 1, é possível observar como a concentração dos forçantes radiativos para o cenário RCP8.5 é superior aos demais cenários em 2100, contudo até 2025, aproximadamente, as trajetórias de evolução dos forçantes evoluem de forma semelhante. Na mesma figura nota-se que o principal forçante radiativo para todos os cenários é o CO_2 , seguido do CH_2 e N_2O .

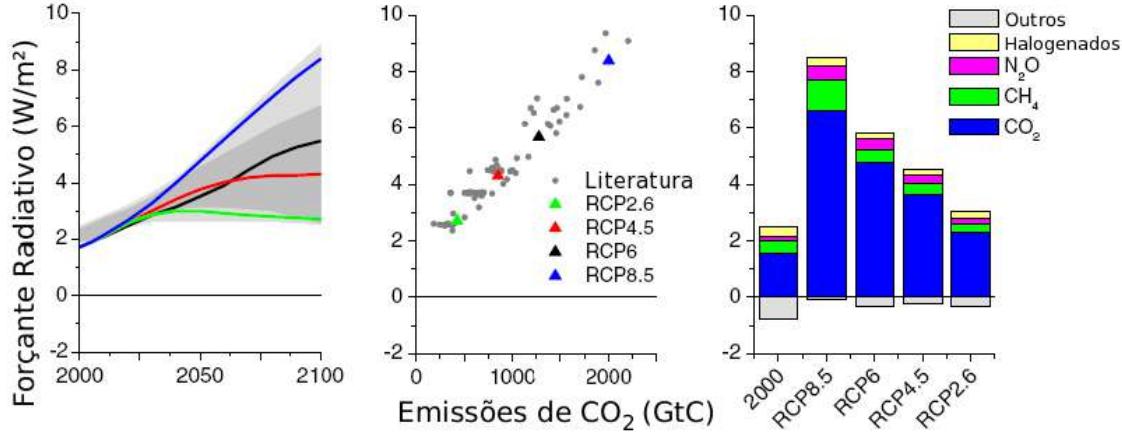


Figura 1: Trajetórias dos forçantes radiativos (gráfico da esquerda), emissões cumulativas de CO_2 no século 21 em relação aos forçantes radiativos em 2100 (meio) e nível do forçante radiativo por categoria (direita) (Retirado de VAN VUUREN *et al.*, 2011).

3.2 Modelos Climáticos

Os modelos climáticos são utilizados para determinar a resposta do sistema climático aos diferentes forçantes radiativos impostos nas simulações. Contudo, devido às diferentes sensibilidades dos modelos, que ocorrem em função das diferentes parametrizações, resoluções espaciais, dentre outros aspectos numéricos e físicos inerentes aos modelos, a resposta se dá de forma diferenciada, fazendo com que seja importante determinar o desempenho de cada modelo utilizado. O CMIP5, dessa forma, estabeleceu um padrão de simulações a fim de avaliar o desempenho dos modelos na simulação do passado recente, fornecer projeções climáticas de curto e longo prazo e entender os fatores que levam às diferentes projeções entre os modelos (TAYLOR *et al.*, 2011).

Há diferentes tipos de modelos climáticos: os modelos de circulação geral atmosfera-oceano (AOGCM - *Atmosphere–Ocean General Circulation Models*), cuja principal função é a compreensão da dinâmica dos componentes físicos do sistema climático e fazer projeções futuras baseadas em forçantes futuros de GEE e aerossóis; os modelos do sistema terrestre (ESM - *Earth System Models*), que são os modelos do estado da arte, constituindo um avanço em relação aos AOGCM por incluírem

a representação de ciclos biogeoquímicos; os modelos do sistema terrestre de complexidade intermediária (EMIC - *Earth System Models of Intermediate Complexity*), que incluem componentes do sistema Terra, mas geralmente de uma maneira idealizada e com menor resolução; e os modelos climáticos regionais (RCM - *Regional Climate Models*), que são modelos de área limitada com representação dos processos climáticos de forma semelhante aos AOGCM (FLATO *et al.*, 2013).

Os modelos climáticos utilizados no AR5 foram aprimorados em relação aos utilizados no AR4, havendo uma tendência à incorporação dos componentes do sistema terrestre nas versões atuais dos modelos.

A inclusão dos componentes do sistema terrestre se refere ao uso de um conjunto de equações que descrevem os processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem na atmosfera, no oceano, na criosfera e na biosfera. A consideração destes processos no modelo climático permite o cálculo dos impactos das mudanças climáticas nos ecossistemas ou na composição atmosférica e a incorporação dos *feedbacks* (mecanismos de retroalimentação) biogeoquímicos (COLLINS *et al.*, 2011).

A incorporação dos *feedbacks* é importante, já que podem aumentar ou atenuar a sensibilidade dos modelos a forçantes externos, alterando, assim, as previsões climáticas. Dessa forma, os modelos anteriores podem incluir erros sistemáticos por não considerar esses processos. Outra vantagem dos ESM reside na facilidade em utilizar tanto concentrações como emissões de GEE nas simulações (COLLINS *et al.*, 2011).

A seguir, é feita a descrição do modelo HadGEM2-ES, cujos resultados foram escolhidos para representar as projeções climáticas utilizadas na regionalização realizada no presente estudo. Esse modelo foi selecionado por incorporar os componentes do sistema terrestre e, com isso, o *feedback* dos ciclos biogeoquímicos, além de ter uma boa aceitação dos seus resultados no meio científico (BOPP *et al.*, 2013; CAVALCANTI e SHIMIZU, 2012; COLLINS *et al.*, 2011; HEUZÉ *et al.*, 2015) e ter avançado em relação às suas versões anteriores, principalmente em seu módulo oceânico.

3.2.1 HadGEM2-ES

O HadGEM2, *Hadley Centre Global Environmental Model version 2*, corresponde à família de modelos que evoluíram a partir da primeira versão (HadGEM1), desenvolvido pelo MOHC (*UK Met Office Hadley Centre*). No HadGEM2-ES (*Earth System*), são considerados outros componentes do sistema terrestre e algumas condições de contorno foram substituídas pelos resultados fornecidos através do acoplamento dos componentes. As principais modificações no HadGEM2-ES estão relacionadas à inclusão dos ecossistemas terrestres e marinhos e da química

troposférica, além de algumas melhorias na configuração física do modelo (COLLINS *et al.*, 2011).

O modelo possui, além dos módulos atmosférico e oceânico, os componentes de aerossóis, química atmosférica, gelo terrestre, superfície terrestre, biogeocíclica oceânica e gelo marinho.

O componente atmosférico do modelo possui resolução horizontal de $1,25^\circ$ em latitude por $1,875^\circ$ em longitude. Na vertical, são utilizadas 38 camadas que se estendem até 39 km de altitude. Esse componente se refere a um modelo de circulação geral compressível, não hidrostático, que utiliza um sistema de coordenadas vertical que acompanha o terreno (Figura 2). Nas simulações é utilizada a orografia atual, que é considerada como constante ao longo do tempo. O escalonamento horizontal é dado conforme a grade C de Arakawa e é utilizado um passo de tempo de 30 minutos. Esse componente inclui a modelagem interativa dos aerossóis atmosféricos (MARTIN *et al.*, 2011).

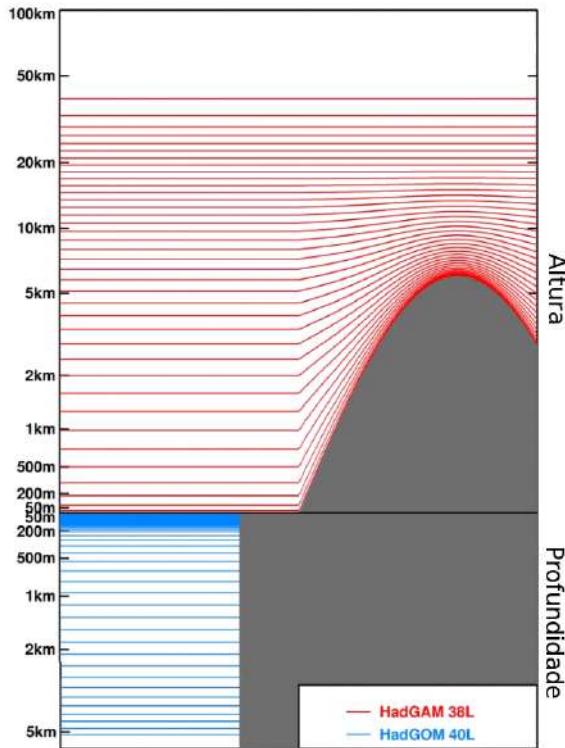


Figura 2: Resolução vertical dos componentes atmosférico e oceânico do HadGEM2-ES (Modificado de MARTIN *et al.*, 2011).

O componente oceânico tem resolução zonal de 1°; já a componente meridional possui resolução variável de 1 a 1/3°. A maior resolução corresponde à região entre as latitudes de 30° N e S, onde a resolução aumenta suavemente em direção ao Equador. Na vertical são utilizadas 40 camadas, com diferentes espaçamentos e baseadas no sistema de coordenadas z. As camadas superficiais têm maior resolução, a fim de resolver a camada de mistura e a termoclinia.

A discretização horizontal é feita por diferenças finitas e o escalonamento das variáveis é dado conforme uma grade B de Arakawa. A batimetria considerada é fixa e representa a configuração atual, com base em dados com $1/30^\circ$ (SMITH e SANDWELL, 1997) e $1/12^\circ$ de resolução (NOAA, 1986), que foram interpolados e ajustados para corresponder a condições mais realísticas (MARTIN *et al.*, 2011) (Figura 3).

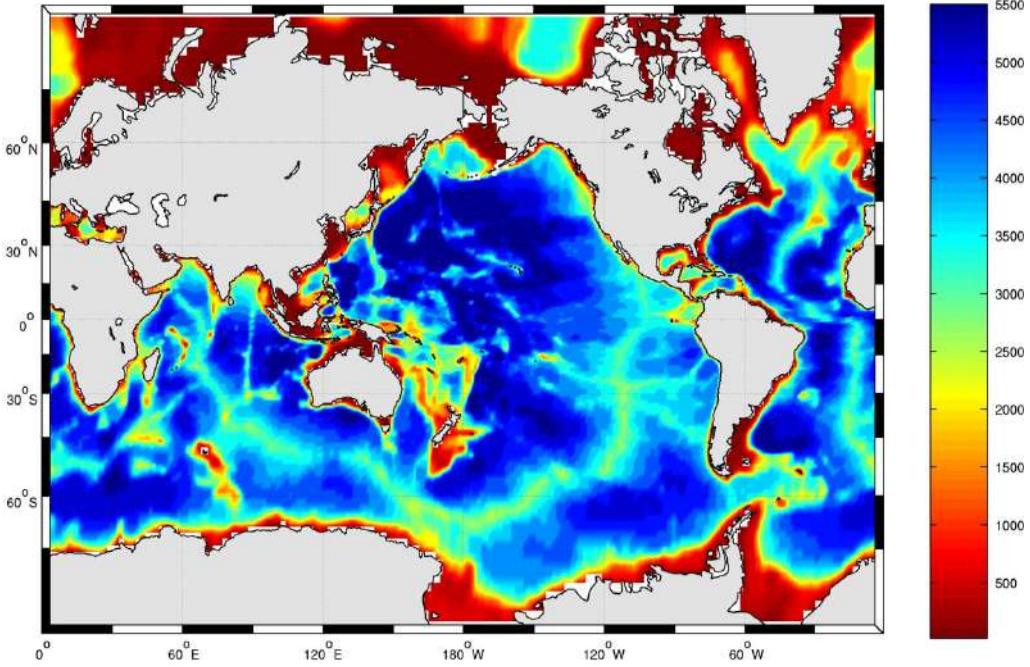


Figura 3: Batimetria utilizada pelo HadGEM2-ES nas simulações no escopo do CMIP5, em metros (CMIP, 2013).

O HadGEM2-ES foi utilizado em diferentes famílias de experimentos, que incluem os experimentos de controle, os que englobam os componentes terrestres (ESM), os históricos, alguns experimentos idealizados, experimentos simulando condições paleoclimáticas e os experimentos considerando os cenários RCP. Dentre esses, os experimentos históricos são fundamentais para a avaliação do desempenho do HadGEM2-ES, sendo possível verificar a capacidade do modelo em representar feições atmosféricas e oceânicas, além de particularidades dos ecossistemas, observadas até os dias atuais.

De forma geral, segundo COLLINS *et al.* (2011), os resultados históricos obtidos com o HadGEM2-ES representam de forma satisfatória as condições atuais, contudo algumas áreas ainda apresentam algumas deficiências na representação de alguns processos e feições do sistema terrestre, como a cobertura vegetal, por exemplo. No entanto, os modelos físicos atmosférico e oceânico do HadGEM2 são considerados satisfatórios.

CAVALCANTI e SHIMIZU (2012) observaram um bom desempenho do

HadGEM2-ES na representação sazonal da precipitação, temperatura e circulação atmosférica sobre a América do Sul, analisando os resultados para o período de 1979 a 2004. Esses autores compararam os resultados do HadGEM2-ES aos resultados de precipitação do GPCP (*Global Precipitation Climatology Project*) e aos resultados de temperatura e ventos atmosféricos da reanálise ERA-Interim do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). Os padrões de variação de temperatura foram bem reproduzidos, contudo a temperatura próxima à superfície foi subestimada, principalmente nos meses de verão e inverno. Porém, de uma forma geral, as feições típicas e a variabilidade sazonal dos parâmetros analisados foram bem reproduzidas, acusando a confiabilidade no uso dos resultados projetados pelo modelo (CAVALCANTI e SHIMIZU, 2012).

Em relação ao oceano global, BOPP *et al.* (2013) observaram o bom desempenho do modelo na representação da temperatura da superfície do mar (TSM) para os dias atuais; no entanto, o modelo subestimou o valor médio global em relação aos valores observados em $0,32^{\circ}\text{C}$. Por fim, HEUZÉ *et al.* (2015) verificaram o bom desempenho do modelo na representação das propriedades físicas das camadas oceânicas profundas e dos transportes de volume médios entre os oceanos, incluindo a circulação de revolvimento meridional do Atlântico (AMOC - *Atlantic Meridional Overturning Circulation*).

3.3 Experimentos CMIP5

Uma série de experimentos padronizados pelo CMIP5 foi organizada a fim de avaliar a capacidade dos modelos em representar o passado recente, em fornecer previsões climáticas em diferentes escalas de tempo e compreender os fatores responsáveis pelas diferenças encontradas entre as projeções dos modelos (TAYLOR *et al.*, 2011).

Os experimentos padrão são então realizados por diferentes instituições utilizando diferentes modelos climáticos. Os resultados dos experimentos são disponibilizados pelo CMIP5 em diferentes plataformas e organizados por *ensembles* (conjuntos), que identificam as configurações utilizadas em cada simulação para um único modelo em termos de condições iniciais (r), métodos de inicialização (i) e física do modelo (p) (TAYLOR *et al.*, 2012).

A seguir, são descritos os principais experimentos do CMIP5, cujos resultados foram utilizados na elaboração deste trabalho: o experimento controle, o experimento histórico e o experimento intermediário de concentrações de GEE.

3.3.1 Experimento 3.1

O experimento 3.1 é essencial para a avaliação do desempenho dos modelos. O experimento 3.1, ou piControl, corresponde ao controle pré-industrial. Nesta configuração, são impostas condições pré-industriais, que não evoluem ao longo do tempo. Dentre outras, são prescritas as concentrações atmosféricas de gases, como o CO₂, e concentrações e emissões constantes de aerossóis naturais. Neste experimento, o uso da terra também é considerado inalterado (TAYLOR *et al.*, 2011).

Este controle serve como uma base para a análise de rodadas de cenários históricos e futuros com concentrações prescritas e permite que sejam observadas variações que ocorram no modelo que não correspondam ao comportamento dos forçantes prescritos. Geralmente, os resultados dessa rodada são utilizados como condições iniciais para os outros experimentos (TAYLOR *et al.*, 2011).

Cada *ensemble* possui como identificador o número de realização (r), que é usado para diferenciar os diferentes instantes do experimento 3.1 utilizados como condições iniciais para os membros desse *ensemble* (TAYLOR *et al.*, 2012).

3.3.2 Experimento 3.2

O experimento 3.2 corresponde à rodada histórica, que simula o clima para o período a partir do ano de 1850 até, no mínimo, o ano de 2005. Neste experimento, são impostas condições que se alteram ao longo do tempo, de acordo com as observações. Dentre essas condições variáveis que são impostas estão a composição atmosférica, o forçante solar, as emissões ou concentrações de aerossóis e outras espécies atmosféricas de vida curta, além do uso da terra (TAYLOR *et al.*, 2011).

Este experimento serve para avaliar o desempenho dos modelos em reproduzir as condições climáticas atuais e as mudanças climáticas observadas. Além disso, os resultados deste experimento são utilizados como condições iniciais para os experimentos que consideram cenários futuros (TAYLOR *et al.*, 2011).

A Figura 4 ilustra os campos de temperatura e velocidade de correntes superficiais para a região do Atlântico, próximo à costa sul-americana, obtidos através da média dos resultados mensais do período de novembro de 2004 a novembro de 2005, calculados pelo HadGEM2-ES para o experimento 3.2. Observa-se um gradiente norte-sul de temperatura e o fluxo superficial para sul ao longo da costa, a partir da latitude 18° S. Esse padrão de distribuição das temperaturas está de acordo com o que é observado, apesar das temperaturas estarem subestimadas¹.

¹Essa avaliação foi feita com base nos campos médios de temperatura da superfície do mar, para o mesmo período, da reanálise do OSTIA (*Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis*), que usa dados *in situ* e de satélites, que incluem a climatologia do *Pathfinder Version*

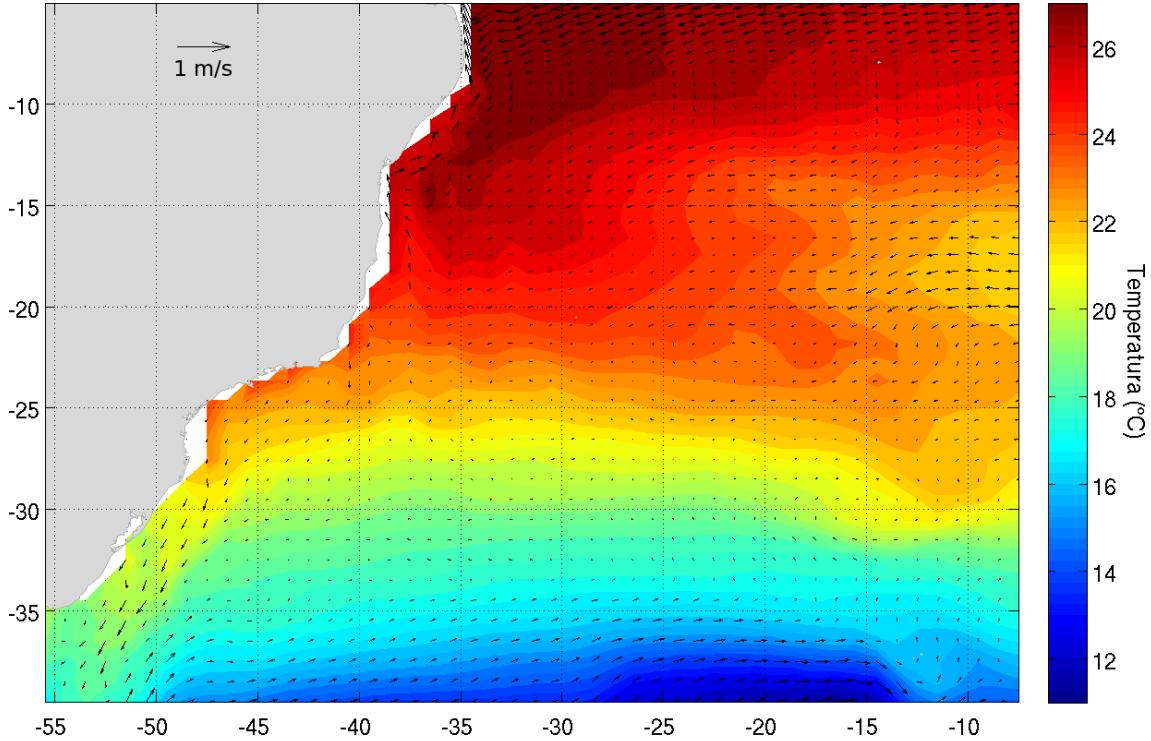


Figura 4: Campo médio de temperatura e velocidades superficiais para a região do Atlântico próximo à costa brasileira, calculadas pelo HadGEM2-ES para o período de 2004-2005 no experimento 3.2 (CMIP, 2013).

3.3.3 Experimento 4.1

O experimento 4.1 corresponde às projeções futuras a partir do cenário RCP4.5, correspondente ao período de 2006 a 2100. Este experimento fornece estimativas das mudanças climáticas antropogênicas futuras considerando que o forçante radiativo estabiliza em aproximadamente $4,5 \text{ W.m}^{-2}$ (TAYLOR *et al.*, 2011).

Como condições iniciais, para esse experimento são utilizados os resultados do período final da simulação para o experimento 3.2, referente à rodada histórica.

As condições de contorno foram especificadas como no experimento 3.1, o controle pré-industrial, porém modificadas apropriadamente ao longo dos anos de 2006 a 2100. Além disso, os forçantes vulcânicos e outros aerossóis naturais foram considerados nulos (PHILIPS, 2010).

A Figura 5 ilustra os campos de temperatura e velocidade de correntes superficiais para a região do Atlântico, próximo à costa sul-americana, obtidos através da média dos resultados mensais do período de novembro de 2014 a novembro de 2015, calculados pelo HadGEM2-ES para o experimento 4.1. Assim como observado para os anos 2004 e 2005 simulados pelo experimento 3.2, há um gradiente norte-sul de temperatura e o fluxo superficial para sul ao longo da costa, neste caso, a partir

5.2 (CMEMS, 2015).

da latitude 15° S. O campo de temperatura também se mostrou equivalente em termos de distribuição e subestimado em relação ao campo observado para o mesmo período².

A Figura 6 representa o campo médio de altura da superfície do mar em relação ao geoide para o mesmo período. Esse padrão de distribuição da altura da superfície do mar está de acordo com o campo de velocidades computado pelo HadGEM2-ES representado pelas setas na Figura 5, onde as maiores elevações ocorrem ao sul da bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSE) e as menores elevações ao norte. Esse mesmo padrão de distribuição é observado através de dados de altura da superfície do mar estimados por altimetria³.

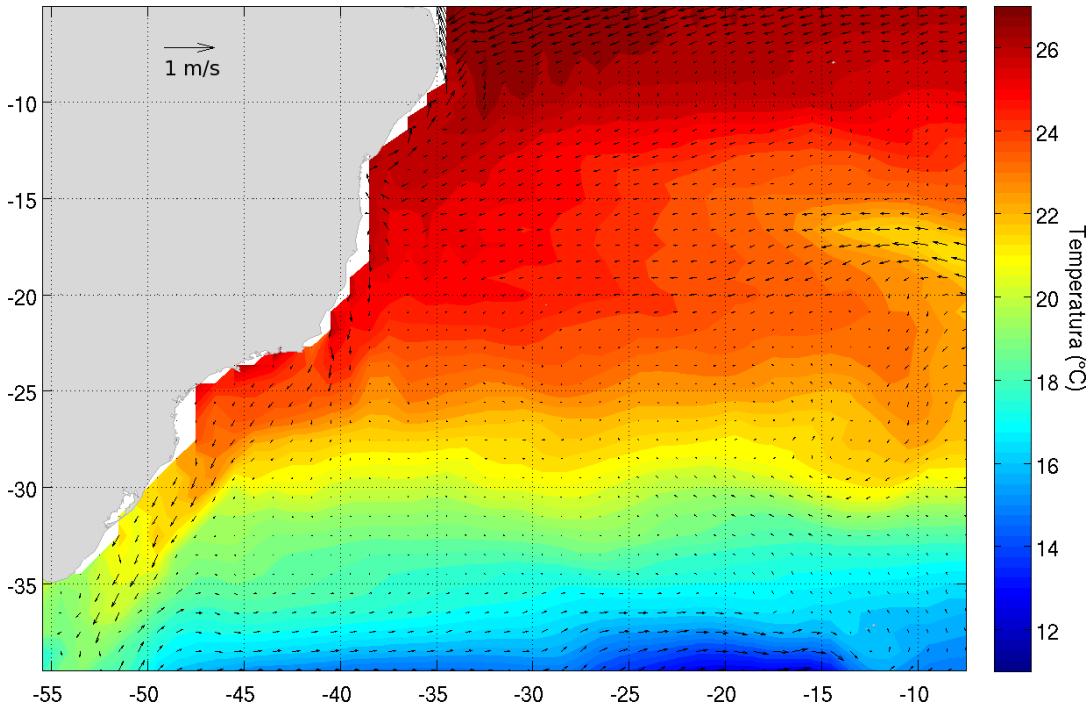


Figura 5: Campo médio de temperatura e velocidades superficiais para a região do Atlântico próximo à costa brasileira, calculadas pelo HadGEM2-ES para o período de 2014-2015 no experimento 4.1 (CMIP, 2013).

²Essa avaliação foi feita com base nos campos médios de temperatura da superfície do mar, para o mesmo período, da análise do OSTIA (*Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis*), que usa dados *in situ* e de satélites (CMEMS, 2016b).

³Essa avaliação foi feita com base nos campos médios de altura da superfície do mar, da análise global fornecida pelo *Copernicus Marine Environment Monitoring Service*, obtida com base em dados de altimetria (CMEMS, 2016c).

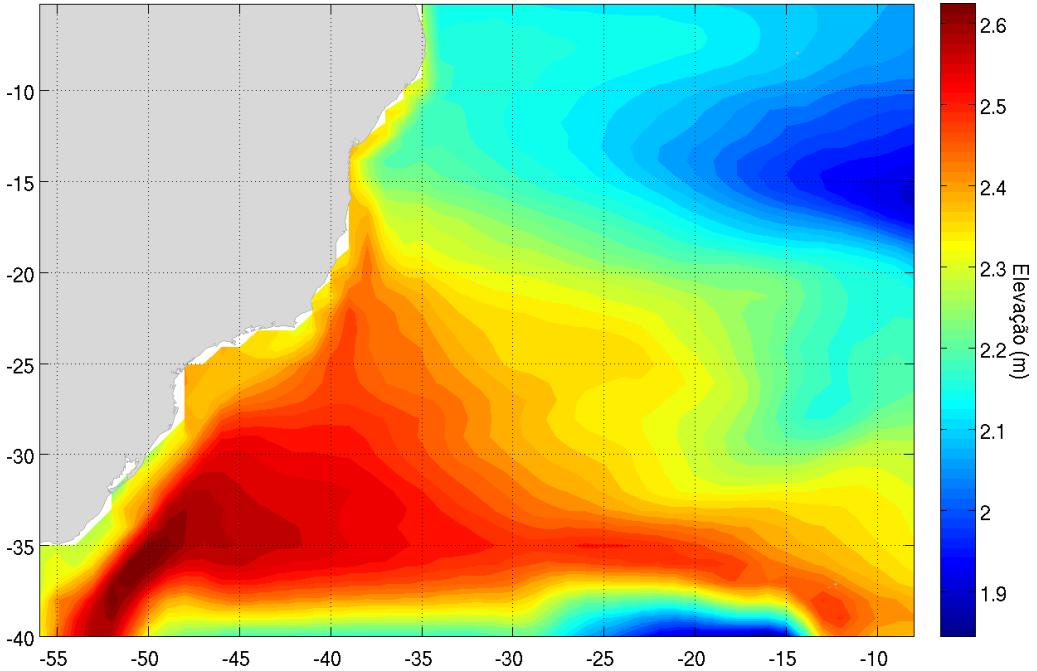


Figura 6: Campo médio de elevação da superfície livre em relação ao geoide para a região do Atlântico próximo à costa brasileira, calculadas pelo HadGEM2-ES para o período de 2014-2015 no experimento 4.1 (CMIP, 2013).

3.4 Projeções climáticas

Os estudos prognósticos de previsão analisam o comportamento de modelos integrados para frente no tempo a partir de condições iniciais perturbadas. Já os estudos diagnósticos são baseados na análise de registros observados ou de resultados de modelos climáticos (KIRTMAN *et al.*, 2013). Nos estudos diagnósticos é possível verificar as condições passadas e atuais do clima e nos prognósticos, a elaboração de previsões.

Os estudos de potencial de previsibilidade assumem que a variabilidade geral pode ser separada em uma componente de interesse de longo prazo e componentes de curto prazo que não são previstas nestas longas escalas de tempo (KIRTMAN *et al.*, 2013). Com isso, as projeções climáticas futuras realizadas pelo IPCC são divididas em projeções de curto prazo, que simulam as condições, em geral, até 2035, e de longo prazo, com projeções até 2100 ou mais (TAYLOR *et al.*, 2011).

3.4.1 Projeções de curto prazo

As projeções climáticas de curto prazo não são sensíveis às ações de mitigação às concentrações de GEE, fazendo com que os diferentes cenários apresentem padrões e magnitudes similares em relação às mudanças climáticas. Por esse motivo, grande parte das projeções apresentadas no AR5 se baseiam no cenário RCP4.5, que

representa um cenário intermediário em relação aos GEE (KIRTMAN *et al.*, 2013).

A Figura 7 mostra a projeção de variação da temperatura do ar na superfície em relação à média do período de 1986 a 2005, considerando o cenário RCP4.5. Conforme apresentado na figura, o aumento global médio previsto para o ano de 2050 é de 1,25° C, aproximadamente, com previsões variando de 0,75 a 2° C, aproximadamente (KIRTMAN *et al.*, 2013). Considerando a América do Sul, segundo VAN OLDENBORGH *et al.* (2013), o aumento médio na costa leste do continente pode chegar a cerca de 2° C em 2100, no cenário RCP4.5 (Figura 8).

Na Tabela 2 é possível observar quantos modelos estimaram os aumentos de 1, 1,5, 2,0 e 3° C para os períodos de 2016-2035 e 2046-2065, considerando os quatro cenários RCP e a temperatura média do período de 1850-1900 como referência. Para a anomalia de temperatura média do período de 2016 a 2035, 98% dos modelos verificaram um aumento de pelo menos 1° C em relação ao período de 1850 a 1900, tendo sido calculado até 2° C de aumento por 17% dos 42 modelos (KIRTMAN *et al.*, 2013).

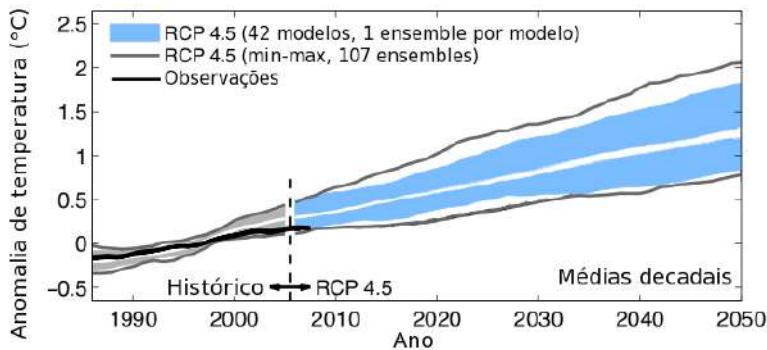


Figura 7: Projeções de aumento da temperatura média global de 1986 a 2050 para o cenário RCP4.5, relativa ao período de 1986-2005. São apresentadas as médias decadais dos resultados dos 42 modelos (Modificado de KIRTMAN *et al.*, 2013).

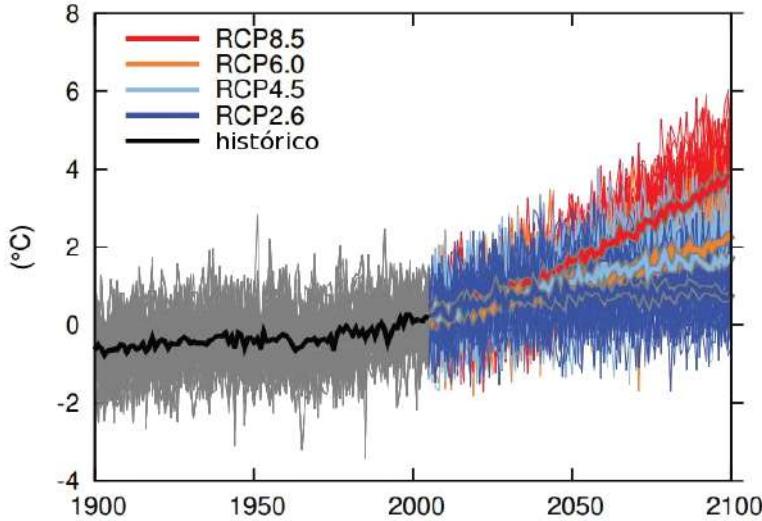


Figura 8: Série temporal de anomalia de temperatura atmosférica em relação ao período de 1986-2005 para os quatro cenários RCP na região leste da América do Sul (Modificado de VAN OLDENBORGH *et al.*, 2013).

Tabela 2: Percentual de modelos que projetam o aumento especificado de temperatura média do ar na superfície, em relação a 1850-1900, para cada cenário (KIRTMAN *et al.*, 2013).

Período	Projeções	RCP 2.6	RCP 4.5	RCP 6.0	RCP 8.5
2016-2035	+1° C	100%	98%	96%	100%
	+1,5° C	22%	17%	12%	33%
	+2° C	0%	0%	0%	0%
	+3° C	0%	0%	0%	0%
	+1° C	100%	100%	100%	100%
2046-2065	+1,5° C	56%	95%	92%	100%
	+2° C	16%	43%	32%	95%
	+3° C	0%	0%	0%	21%

Em relação ao oceano, mudanças na TSM global são esperadas em curto prazo, conforme representado na Figura 9. As temperaturas globais superficiais e próximas à superfície do oceano projetadas indicam uma tendência ao aquecimento devido às concentrações atuais de GEE e às mudanças futuras estimadas nos forçantes radiativos. Entretanto, a taxa de aumento da temperatura do oceano varia de acordo com o modelo utilizado, já que os modelos climáticos possuem diferentes sensibilidades (KIRTMAN *et al.*, 2013).

Além disso, há outro fator de incerteza associado à previsão da temperatura oceânica que se refere a possíveis erupções vulcânicas futuras. A incerteza se deve à alteração do balanço radiativo do planeta, ocasionada por esses eventos, por

até três anos após as erupções e à redução da temperatura oceânica por décadas (DELWORTH *et al.*, 2005; STENCHIKOV *et al.*, 2009). Contudo, sem a ocorrência de grandes erupções, o IPCC sugere que seja muito provável que a média de 10 anos da temperatura oceânica global comece a aumentar a partir de 2016 em relação ao período base de 1986-2005 (KIRTMAN *et al.*, 2013).

Na Figura 9 são apresentadas as projeções de 12 modelos de circulação geral oceano-atmosfera para o período de 2005 a 2060, para as anomalias de temperatura da superfície oceânica calculadas sob os quatro cenários RCP. Em 2060, projeta-se para o cenário RCP4.5 o aumento médio de 1,0° C na temperatura global do oceano em relação à média do período de 1986-2005, chegando a 1,5° C, aproximadamente, considerando o cenário RCP8.5 (KIRTMAN *et al.*, 2013).

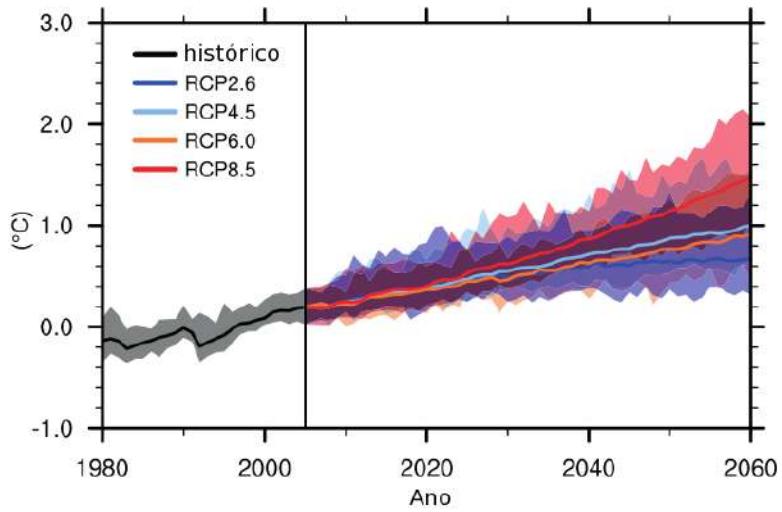


Figura 9: Mudanças na média anual global da temperatura na superfície do oceano baseado em 12 modelos de circulação geral oceano-atmosfera (AOGCM) para os quatro cenários RCP, em relação à média do período de 1986-2005. A área sombreada indica 90% de variação das anomalias projetadas (Modificado de KIRTMAN *et al.*, 2013).

Além das mudanças na temperatura, também são esperadas alterações em outros parâmetros dos oceanos. As alterações projetadas nas taxas de precipitação, evaporação e escoamento superficial, por exemplo, têm influência na salinidade superficial. Em geral, os modelos calculam aumento na salinidade no Atlântico tropical e subtropical e diminuição no oeste do Pacífico tropical nas próximas décadas. Além disso, o aumento do fluxo de água doce proveniente do Ártico geraria um fluxo superficial de água menos densa, representando um aumento no transporte de água doce no Atlântico Norte. Essa água menos densa poderia diminuir a convecção profunda na região e contribuir para o enfraquecimento da AMOC (HOLLAND *et al.*, 2006; KIRTMAN *et al.*, 2013).

3.4.2 Projeções de longo prazo

Em escalas de tempo maiores, a taxa de aquecimento se torna cada vez mais dependente das tendências de concentração de GEE. Assim, são observadas diferenças entre as projeções para os diferentes cenários, demonstrando o potencial das políticas de mitigação. Através da Figura 10, observa-se que, para 2100, os valores médios de anomalias são de aproximadamente 4° C para o RCP8.5, 2° C para o RCP6.0, 1,5° C para o RCP4.5 e 1° C para o RCP2.6, em relação ao período de 1986-2005. Para 2300, os experimentos estendidos calcularam um aumento de 2,5° C em média considerando o cenário RCP4.5 chegando a 8° C no RCP8.5, que representa o cenário mais extremo (COLLINS *et al.*, 2013).

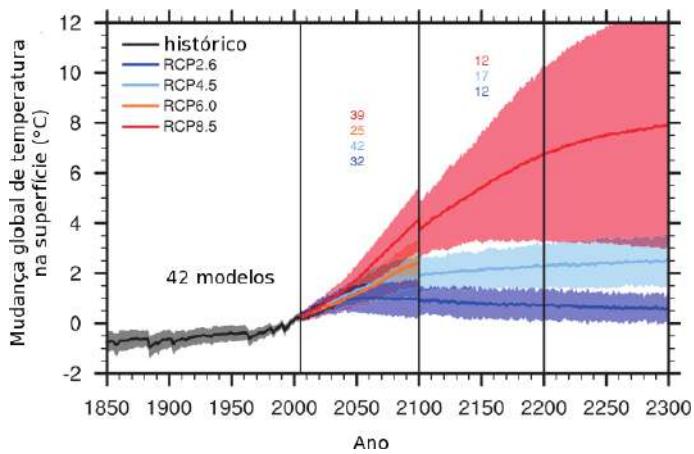


Figura 10: Anomalia de temperatura global média anual, em relação ao período de 1986-2005. As linhas são as médias dos modelos, o sombreado o desvio-padrão e os números indicam a quantidade de modelos que realizaram as projeções (Modificado de COLLINS *et al.*, 2013).

Em relação à temperatura média no período de 1850 a 1900, os mínimos e máximos aumentos previstos para o período de 2081-2100, para o cenário RCP2.6 e RCP8.5, respectivamente, são 0,9 e 5,4° C, com médias de 1,6 e 4,3° C (COLLINS *et al.*, 2013). O percentual de modelos que calcularam um aumento na temperatura neste período de pelo menos 1, 1,5, 2, 3 e 4° C são apresentadas na Tabela 3. Todos os 42 modelos que simularam o cenário RCP4.5 registraram o aumento de pelo menos 1,5° C neste período e 79% indicam o aumento médio de pelo menos 2° C, chegando a 3° C em 12% do total dos modelos.

Tabela 3: Percentual de modelos que projetam o aumento especificado de temperatura média do ar na superfície, em relação a 1850-1900, para 2081-2100 (COLLINS *et al.*, 2013).

Cenário	+1° C	+1,5° C	+2° C	+3° C	+4° C
RCP 2.6	94%	56%	22%	0%	0%
RCP 4.5	100%	100%	79%	12%	0%
RCP 6.0	100%	100%	100%	36%	0%
RCP 8.5	100%	100%	100%	100%	62%

Além da temperatura, mudanças na precipitação foram registradas pelos modelos. Foi projetado um aumento gradual nas taxas de precipitação ao longo do século 21, com aumentos excedendo 0,05 e 0,15 mm por dia, para os cenários RCP2.6 e RCP8.5, respectivamente, em 2100. A variação encontrada nas taxas de precipitação tem um comportamento aproximadamente linear em relação à variação da temperatura atmosférica (COLLINS *et al.*, 2013).

O HadGEM2-ES calcula, para o cenário RCP4.5, um aumento na taxa de precipitação global com relação às médias do controle pré-industrial de 0,108 mm por dia, para o final do século. Para o cenário RCP2.6, o aumento projetado foi de 0,06, e para o RCP8.5, 0,16 mm por dia (THORPE e ANDREWS, 2014). Dessa forma, as projeções realizadas para o HadGEM2 têm um comportamento semelhante à média dos modelos.

No Brasil, as projeções para o final do século baseadas na modelagem do HadGEM2-ES para o cenário RCP8.5 indicam o aumento da precipitação na região sul do Brasil e uma diminuição na região amazônica. Em relação à temperatura atmosférica, é projetado o aquecimento em todo o continente sul-americano, em especial na região da Amazônia (CAVALCANTI e SHIMIZU, 2012).

3.4.3 Nível do mar

O aumento da temperatura global leva à expansão térmica da água, que é um dos principais fatores relacionados ao aumento do NMM. Outros fatores que contribuem para as alterações de nível são as calotas e camadas de gelo e o acúmulo de água em reservatórios terrestres (CHURCH *et al.*, 2013). No entanto, como o principal fator de alteração no NM está relacionado de forma direta às mudanças na temperatura do planeta, este se torna o aspecto mais representativo das alterações possíveis de serem encontradas futuramente nos oceanos (GREGORY e LOWE, 2000).

As previsões sobre as alterações no NM dos oceanos são feitas com base em modelos que utilizam projeções de mudanças na temperatura superficial do ar e

expansão térmica. Essas projeções, no entanto, não consideram os forçantes vulcânicos, já que não há padrão que torne possível prevê-los. Já as mudanças na cobertura de gelo e calotas são calculadas a partir das projeções médias da temperatura superficial do ar através de parametrizações derivadas de resultados da modelagem destes componentes (CHURCH *et al.*, 2013).

As possíveis alterações dinâmicas nas calotas de gelo em 2100 foram tratadas como independente dos cenários. O mesmo ocorreu para o acúmulo de água no continente devido à intervenção antrópica. Essa independência, no entanto, não significa que não haja relação e sim que não há conhecimento disponível que permita estabelecer o grau de dependência. Assim, as projeções sobre o NMM combinam a incerteza relacionada à mudança climática global obtida através dos modelos climáticos e a incerteza inerente à modelagem da subida do NM (CHURCH *et al.*, 2013).

No final do século 21, as projeções de aumento global entre as médias do período de 2081 a 2100 em relação às de 1986-2005 variam para cada cenário. No RCP4.5 o aumento médio seria de 0,47 m. Considerando somente o ano de 2100, o aumento para esse cenário seria de 0,53 m (CHURCH *et al.*, 2013). Através da Tabela 4 é possível perceber que a subida mínima projetada para 2100 é de 0,44 m para a média global, com máximo em 0,74 m para o cenário mais pessimista.

Considerando o cenário RCP4.5, os resultados da simulação do HadGEM2-ES apontam a anomalia estérica⁴ do NMM global em 21,7 cm para no ano de 2100, em relação a média para o ano 2000 da rodada histórica, e de 19,5 cm, considerando somente a mudança termostérica⁵ no NMM (CMIP, 2013, calculados a partir das variáveis 'zozsga' e 'zostoga'). Contudo, considerando as diferenças entre as alturas da superfície do mar em relação ao geoide projetadas para 2006-2015 e 2090-2100 para a região do Atlântico Sul, próximo à costa do Brasil, através da Figura 11, nota-se que o aumento mínimo seria superior a 0,50 m.

Para todos os cenários RCP, a taxa de aumento do NM no início das projeções é de aproximadamente 3,7 mm por ano; contudo, ao final do século, as taxas de subida variam entre os cenários, e a maior contribuição se deve à expansão térmica da água, seguido da contribuição das geleiras (CHURCH *et al.*, 2013). No cenário RCP4.5, considerando o resultado de todos os modelos do CMIP5, a taxa de subida do NM de 2081 a 2100 seria de 6,1 mm por ano (Tabela 4, CHURCH *et al.*, 2013), já o HadGEM2-ES calculou uma taxa de aumento de 2,2 mm por ano para os mesmos período e cenário (CMIP, 2013).

⁴Mudanças no NM induzidas por mudanças na densidade da água são referidas como mudanças estéricas (IPCC, 2007).

⁵Mudanças na densidade da água induzidas somente por mudanças na temperatura são referidas como mudanças termostéricas (IPCC, 2007).

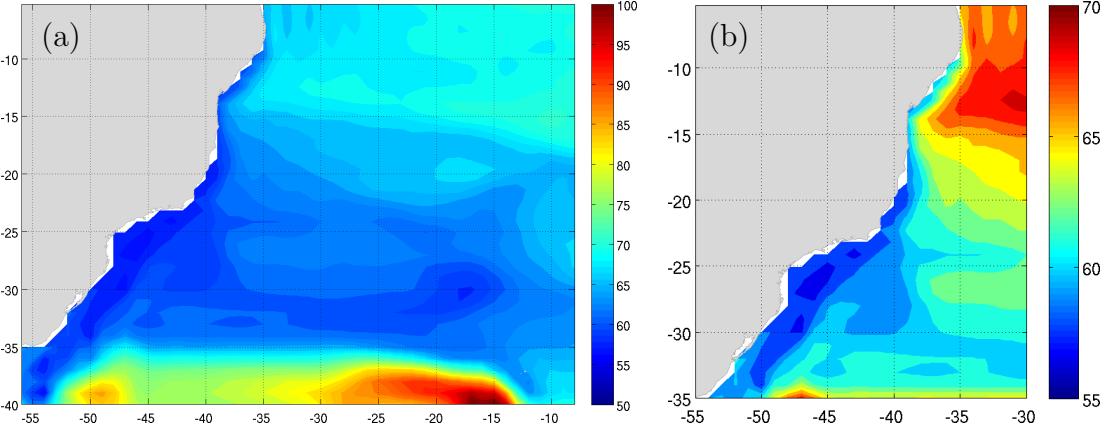


Figura 11: Diferença da altura da superfície livre acima do geoide, em cm, no período de 2090-2100 em relação à média do período de 2006-2015 no cenário RCP4.5 pelo HadGEM2-ES. Em (a) é representada principalmente a diferença nas regiões oceânicas e em (b) a diferença observada mais próximo à costa.

Tabela 4: Valores médios de subida do NMM global, em metros, em relação ao período de 1986-2005 e taxa de subida em 2081 a 2100 em mm por ano (CHURCH *et al.*, 2013).

Subida do NMM global	RCP2.6	RCP4.5	RCP6.0	RCP8.5
em 2081-2100	0,4	0,47	0,48	0,63
taxa em 2081-2100	4,4	6,1	7,4	11,2
em 2046-2065	0,24	0,26	0,25	0,3
em 2100	0,44	0,53	0,55	0,74

Apesar das previsões globais, o NM pode mudar de forma diferente regionalmente devido aos diferentes padrões espaciais que resultam de processos dinâmicos oceânicos, de movimentos no fundo marinho, de mudanças na gravidade em razão da redistribuição das massas d'água e da subsidência costeira, o que ressalta a importância da utilização de modelos numéricos regionais. Para simular essas mudanças regionalmente, são incluídas a redistribuição e as mudanças nas propriedades das massas d'água devido às mudanças no vento e pressão atmosférica, assim como aos fluxos de água doce e de calor entre atmosfera e oceano e às correntes oceânicas (CHURCH *et al.*, 2013).

Nas próximas décadas, as mudanças no NM relativo serão provavelmente derivadas principalmente das mudanças dinâmicas que resultam da variabilidade natural, como a redistribuição de massa e os componentes estéricos, exceto em lugares próximos a zonas de degelo, onde os efeitos estáticos se tornam mais representativos. No entanto, ao final do século, é esperado que os efeitos regionais da subida do NM dominem a variabilidade natural, sendo muito provável que os padrões regionais se-

jam definidos pela futura perda de massa de gelo terrestre, levando à subida máxima nas baixas e médias latitudes (CHURCH *et al.*, 2013).

Muitas regiões, portanto, provavelmente terão mudanças no NM de forma distinta da média global. Estima-se que 95% do oceano global experimentem a subida do NM e que a maior parte das demais regiões, que experimentarão a descida do NM, esteja localizada próxima a glaciares e calotas polares (CHURCH *et al.*, 2013).

No Brasil, no entanto, não foram realizadas regionalizações hidrodinâmicas a fim de prever como se dará a alteração do NMM ao longo da costa, tornando importante o estudo desse processo a fim de verificar se ocorrerá o aumento ou a diminuição do NM relativo em diferentes áreas do litoral brasileiro.

Capítulo 4

Vulnerabilidade Costeira

O termo vulnerabilidade tem sido bastante utilizado no meio científico, porém seu significado tem sido atrelado às diferentes abordagens definidas de acordo com a área de pesquisa em que o conceito é empregado (GALLOPÍN, 2006). Entretanto, apesar da gama de abordagens, o conceito de vulnerabilidade comumente abrange componentes que incluem a exposição e a sensibilidade às perturbações externas e a capacidade de adaptação (ADGER, 2006; GALLOPÍN, 2006). A exposição se refere à natureza e ao grau no qual o sistema está submetido, a sensibilidade ao grau em que o sistema é modificado ou alterado pelas perturbações e a capacidade de adaptação reside na habilidade do sistema em se acomodar ou expandir frente às perturbações (ADGER, 2006).

A vulnerabilidade costeira às mudanças climáticas pode ser entendida como a susceptibilidade da zona costeira aos efeitos adversos ou a incapacidade de administrar esses efeitos (IPCC, 2001). Por se tratar de uma zona de interface entre continente, oceano e atmosfera, a área costeira está sujeita às mudanças que podem ocorrer nos agentes ambientais dos três sistemas.

Dessa forma, a zona costeira está vulnerável à elevação do NMM relativo, ao aumento da ocorrência e intensidade de extremos climáticos e às alterações no clima de ventos e ondas, dentre outros. Todas essas consequências podem, em certo grau, intensificar e provocar inundações costeiras.

4.1 Inundação costeira

A inundação costeira é um dos efeitos imediatos da subida do NMM (NICHOLLS e CAZENAVE, 2010). Além disso, as inundações podem se tornar frequentes e de maiores proporções graças à intensificação de fenômenos meteorológicos, como o aumento nas taxas de precipitação, ocorrência de marés meteorológicas, dentre outros (DIEZ *et al.*, 2011).

O ambiente costeiro oferece serviços ambientais essenciais para a manutenção da qualidade ambiental e para a manutenção da resiliência a desastres naturais (NICHOLLS e BRANSON, 1998). Contudo, há uma tendência histórica à ocupação humana das zonas litorâneas, havendo fortes concentrações populacionais nas proximidades das capitais, aumentando dessa forma a vulnerabilidade socioeconômica e diminuindo a resiliência costeira (NEVES e MUEHE, 2008; NICHOLLS *et al.*, 2007).

Em áreas urbanas, as inundações podem ser causadas pela própria urbanização, que impede a infiltração da água através do solo, ou pela inundaçāo natural de zonas de baixada (TUCCI, 1995). Nestes locais, as principais consequências se dão no aspecto financeiro, associado à desvalorização e perda de bens e patrimônios, e na saúde e qualidade de vida (TUCCI e BERTONI, 2003). Muitas cidades brasileiras sofrem com os problemas oriundos das inundações e os eventos se mostram mais frequentes nas cidades costeiras, com grandes intervenções humanas nos sistemas naturais.

HALLEGATTE *et al.* (2013) analisaram mais de cem cidades portuárias em diversos países em relação às perdas financeiras médias anuais, calculadas com base no potencial de ocorrência de eventos de inundaçāo costeira e as proteções existentes. Segundo os autores, a cidade de Vitória estaria na décima nona posição em 2005 no *ranking* das cidades com maior risco, considerando a perda financeira em relação ao PIB. Contudo, projetando para 2050, nenhuma cidade brasileira surge no *ranking* das vinte cidades com maior risco.

O caso de Vitória exemplifica a vulnerabilidade atual das cidades brasileiras, devido à falta de infraestrutura no que diz respeito à prevenção contra extremos ambientais e à necessidade de estudos e investimentos nessa área. A cidade do Rio de Janeiro, após recorrentes enchentes em períodos mais chuvosos, investiu em alguns projetos de forma a tentar contornar o escoamento direcionado às zonas mais baixas da cidade, que, em geral, correspondem às áreas aterradas. Parte do projeto incluiu a construção de reservatórios subterrâneos de contenção. No entanto, ainda são observadas inundações urbanas em algumas regiões e a cidade ainda é vulnerável, de forma que possíveis impactos em cenários de mudanças climáticas devem ser investigados.

No caso da costa protegida por manguezais, os efeitos podem variar e alguns aspectos importantes devem ser considerados a fim de avaliar o tipo de consequência para esse ecossistema, tais como a existência de locais de refúgio à migração de manguezais, a produção de serrapilheira, o efeito sobre o aporte sedimentar e os processos geomorfológicos (SCHAEFFER-NOVELLI, 2000).

Apesar da suposição de que o aumento na temperatura do ar no globo ocasiona a maior distribuição desse ecossistema, além dos limites geográficos atuais,

com o aumento do NM, a tendência é que haja a diminuição das áreas de manguezal, pois o ecossistema tende a migrar em direção ao continente e esse processo pode ser impedido pela presença de áreas urbanizadas ou substrato rochoso, por exemplo (KJERFVE e MACINTOSH, 1997; SCHAEFFER-NOVELLI, 2000). No entanto, nos locais onde planícies de maré estejam disponíveis, as espécies de mangue poderão colonizá-las, de forma que somente serão alterados os padrões de zonação e distribuição das espécies, sem perda das faixas anteriores dos bosques de mangue (SCHAEFFER-NOVELLI, 2000).

Dessa forma, a possível diminuição desse tipo de ecossistema deve ser observada com cautela, já que os manguezais, além de aumentar a resiliência da zona costeira contra extremos climáticos, atuam como uma barreira biogeoquímica, atuando como um controlador de poluição em áreas costeiras (LACERDA, 1997).

De acordo com NICHOLLS e CAZENAVE (2010), o continente sul-americano não é considerado vulnerável à inundação costeira que seria causada pela futura elevação do NM. Esses autores consideraram como áreas de risco aquelas zonas costeiras que combinavam uma grande densidade populacional, baixo relevo, consideráveis taxas de subsidência e capacidade adaptativa insuficiente. No entanto, esse diagnóstico difere dos mapas de vulnerabilidade realizados para a costa do Brasil e do Estado do Rio de Janeiro, que consideraram fatores mais específicos.

No Estado do Rio de Janeiro, foi realizado um estudo sobre a possível redefinição da linha de costa associado a diferentes projeções de subida do NM: 0,5 m, 1 m e 1,5 m. De acordo com o mapa de vulnerabilidade gerado, dentre as áreas mais atingidas está a porção nordeste da Baía de Guanabara, onde se localiza a APA de Guapimirim. Este estudo, no entanto, foi realizado somente considerando cartas topográficas, de forma que resultou como áreas vulneráveis à inundação permanente àquelas que se encontram em cotas similares aos aumentos de NM projetados (GUSMÃO *et al.*, 2010).

Apesar disso, nenhum dos estudos foi realizado com base em modelos numéricos computacionais, ressaltando a importância do uso deste tipo de método para a obtenção de um cenário mais realista acerca das áreas vulneráveis à elevação do NMM.

Capítulo 5

Área de estudo

A área de estudo corresponde à costa leste brasileira, definida neste estudo como a região costeira entre 5°S e 34°S, especificamente ao litoral sul do Estado da Bahia e à costa do Estado do Rio de Janeiro, na porção correspondente ao entorno da Baía de Guanabara (Figura 12). Nesta seção é feita uma breve descrição atmosférica e oceanográfica da região onde as duas áreas de estudo estão localizadas. Em seguida, é feita uma caracterização da região costeira das duas áreas de estudo.

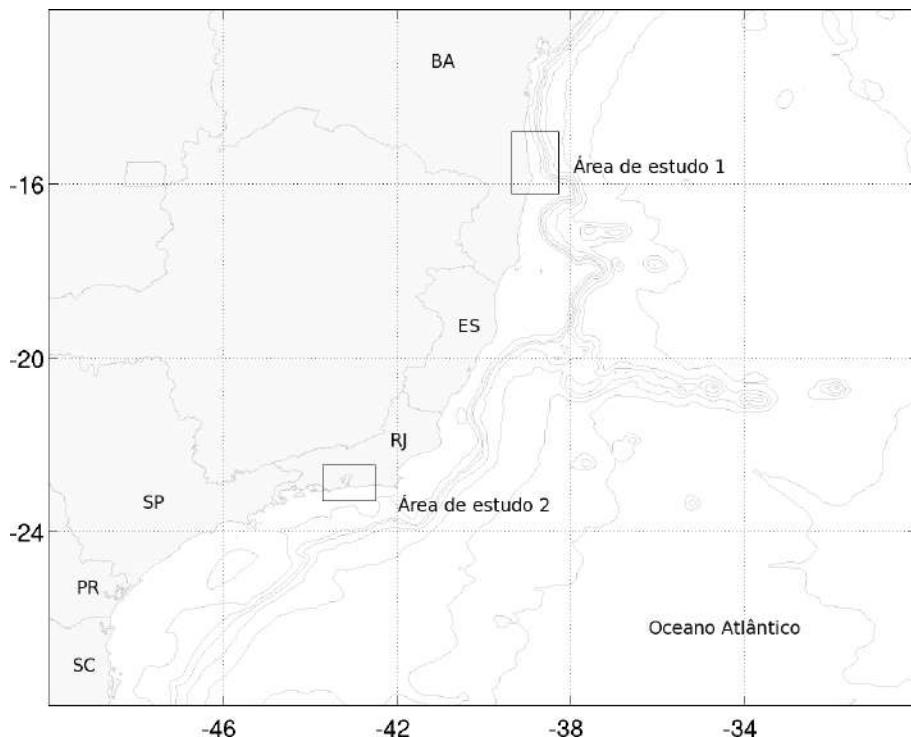


Figura 12: Representação da costa leste do Brasil e localização das áreas de estudo 1 e 2.

5.1 Caracterização atmosférica

Em relação à circulação atmosférica, as principais feições que influenciam a costa leste brasileira são a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e os sistemas frontais.

A ZCAS, que ocorre tipicamente nos meses de verão, é caracterizada por uma banda de nebulosidade convectiva sobre o continente sul-americano, formando uma zona de precipitação que se estende com uma orientação Noroeste-Sudeste. De acordo com DE ALMEIDA *et al.* (2007), a ZCAS é intensificada por anomalias positivas de TSM, ocasionando a migração desse sistema para norte, que, por sua vez, retroalimenta negativamente o oceano, levando à diminuição dessas anomalias de TSM.

A ASAS é uma feição persistente que atua sobre a região subtropical do Atlântico Sul e, como possui um centro de alta pressão, apresenta um fluxo anti-ciclônico. A ASAS possui um papel fundamental na regulação do clima regional, afetando, por exemplo, a precipitação sobre a América do Sul, devido à sua influência sobre as anomalias de TSM no Atlântico e na ZCAS (BOMBARDI *et al.*, 2014). Na costa brasileira, esse sistema é responsável pelos ventos de Nordeste que predominam na região. No entanto, a ASAS exibe uma marcada resposta sazonal, apresentando-se mais fraca e afastada do continente durante o verão. Além disso, a ASAS também migra mais para norte no inverno (DERECZYNSKI e MENEZES, 2015).

A migração da ASAS resulta em diferentes padrões locais de ventos, já que próximo ao seu núcleo os ventos são menos intensos, fazendo com que durante o verão ocorram ventos mais fortes no litoral Sudeste do Brasil. Apesar da variabilidade sazonal, a ASAS forma na região costeira uma condição de estabilidade que é interrompida, dentre outros, pela passagem de sistemas frontais (DERECZYNSKI e MENEZES, 2015).

A passagem de frentes frias é um evento comum na região mais ao sul do país, com maior incidência durante o inverno e primavera (DERECZYNSKI e MENEZES, 2015; GALLUCCI e NETTO, 2005). As frentes se propagam de Sudoeste para Nordeste, e, conforme se deslocam, os ventos de Nordeste predominantes antes da passagem do sistema frontal sofrem um giro anti-horário conforme a frente se aproxima, formando ventos de Noroeste. Após a passagem da frente, os ventos passam a ser de Sudoeste e com maior intensidade, permanecendo com esse padrão por aproximadamente um dia (STECH e LORENZZETTI, 1992).

Como os sistemas frontais influenciam os campos superficiais de vento, eles têm efeito significativo sobre a circulação hidrodinâmica costeira (GALLUCCI e NETTO, 2005). No entanto, sob condições atmosféricas estáveis, os forçantes

oceânicos são predominantes e, em escalas atmosféricas locais, é possível verificar a ocorrência de circulações de menor escala como as brisas marítimas e terrestres (DRAGAUD, 2014).

5.2 Caracterização oceanográfica

Na costa leste brasileira, a Corrente do Brasil (CB) é a principal feição oceanográfica que rege a circulação sobre a plataforma. A CB é originada ao sul da latitude de 10 °S, onde ocorre a bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial – CSE (SILVEIRA *et al.*, 2000). Além da CB, que flui para sul, a bifurcação da CSE forma a Corrente do Norte do Brasil, que segue em direção ao norte (Figura 13). A posição dessa bifurcação, no entanto, migra latitudinalmente de acordo com variações na intensidade do vento, o que faz com que haja padrões sazonais de transporte de massa e volume associados à CB (RODRIGUES *et al.*, 2007).

Avaliando a CB verticalmente, observa-se que nos três primeiros quilômetros da coluna d'água encontram-se empilhadas algumas massas de água, dentre elas: Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). No entanto, a literatura em sua maioria delimita a CB ao fluxo associado ao movimento da AT e ACAS (SILVEIRA *et al.*, 2000).

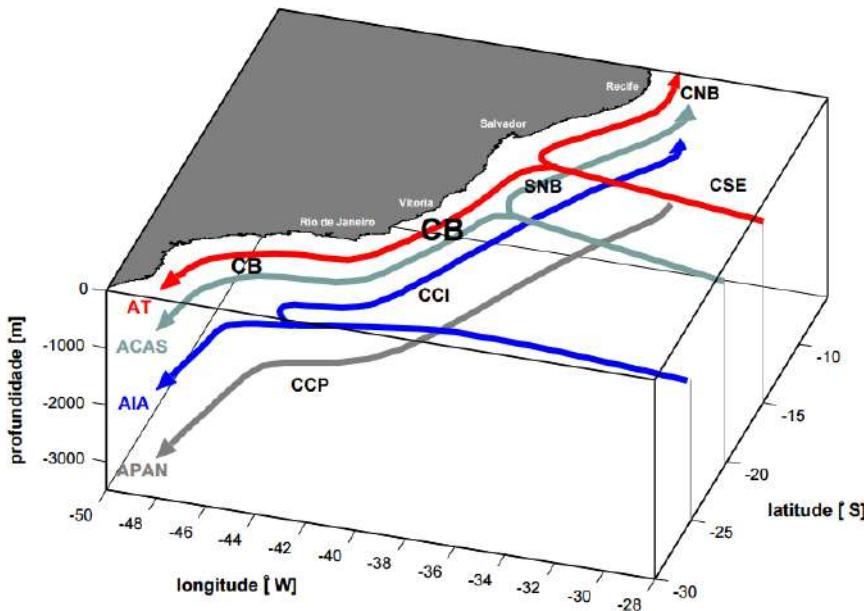


Figura 13: Representação esquemática das correntes e massas d'água ao largo da costa do Brasil. Onde: CSE = Corrente Sul Equatorial, CNB = Corrente do Norte do Brasil, CB = Corrente do Brasil, SNB = Subcorrente Norte do Brasil, CCI = Corrente de Contorno Intermediária, CCP = Corrente de Contorno Profunda. Retirado de SOUTELINO, 2008.

Próximo à sua região de formação, a CB é uma corrente rasa, quente e salina, constituída basicamente pela AT, que flui junto à quebra de plataforma. Já próximo a 20°S, a corrente recebe contribuição da ACAS, se tornando mais profunda (SILVEIRA *et al.*, 2000). A CB, entre a região de Vitória (ES) e Cabo Frio (RJ), entre 20 e 23°S, sofre um meandramento e são observados vórtices associados. Esse meandramento possivelmente se origina pelas características topográficas da região e pela mudança na orientação da costa (Mascarenhas *et al.*, 1971 apud CALADO *et al.*, 2006; SILVEIRA *et al.*, 2000).

Em profundidades intermediárias, é observado o fluxo para norte, designado na literatura como Corrente de Contorno Intermediária (CCI), presente entre as latitudes 20 e 28°S ao longo da margem continental brasileira. A CCI faz parte do Sistema Corrente do Brasil e possui variações latitudinais, tanto em termos de posição e alinhamento quanto em relação à velocidade (SCHMIDT *et al.*, 2007).

De forma geral, ao representar a circulação na plataforma brasileira, como padrão espera-se observar o fluxo para sul ao longo da costa leste associado à CB e o fluxo para norte em profundidades intermediárias associado à CCI, além da presença de vorticidade associada ao meandramento da corrente.

5.3 Área de estudo 1 – Litoral sul da Bahia

Enquanto a costa norte do estado da Bahia possui a plataforma continental bastante estreita, ao sul, próximo à latitude de 15°S, a plataforma se caracteriza pela presença de dois grandes bancos, o Banco Royal Charlotte e o Banco de Abrolhos (Figura 14).

A plataforma continental passa de 35 km para 110 km de largura na altura do Banco Royal Charlotte e de 45 km para 190 km no de Abrolhos (CASTRO e MIRANDA, 1998). Essa configuração topográfica complexa confere um caráter único à região.

Na parte ao norte dos bancos, a plataforma é caracterizada por temperaturas na superfície típicas em torno de 27-28°C no verão e 25-26°C no inverno, apresentando um suave resfriamento de norte para sul. A salinidade também varia, porém aumentando de norte para sul e da costa em direção à quebra de plataforma, com valores típicos entre 36 e 37 (CASTRO e MIRANDA, 1998).

A área de estudo 1 se situa na região associada à origem da CB; contudo, ao sul de 15°S, o fluxo na região se dá preferencialmente para o sul, apesar de nos meses de inverno esse fluxo preferencial não ser mantido (CASTRO e MIRANDA, 1998; SOUTELINO *et al.*, 2011). Esse padrão sazonal também já foi verificado por derivadores lançados na região. Através das trajetórias obtidas, observou-se que, durante o inverno, os derivadores eram levados em direção ao norte, enquanto que,

durante o período de verão, principalmente, os derivadores alcançavam posições ao sul (LAMCE, 2013).

Essa sazonalidade também foi observada através de estudos numéricos e de dados levantados por perfiladores acústicos (AMORIM *et al.*, 2011, 2012, 2013). Na região da plataforma, de acordo com AMORIM *et al.* (2012), durante a primavera e o verão, os ventos de leste e nordeste são responsáveis pelas predominantes correntes para sudoeste, que, ao interagir com a CB, geram um cisalhamento vertical nos campos de velocidade na plataforma externa. No inverno, a passagem de frentes gera o aprofundamento da camada de mistura e uma inversão do fluxo que passa a ser predominantemente para norte e nordeste.

Dessa forma, na plataforma interna e média a circulação é fortemente relacionada ao padrão de ventos, apesar de ser periodicamente influenciada pela CB (AMORIM *et al.*, 2011, 2012, 2013). Já na plataforma externa e na quebra da plataforma, a feição dominante da circulação é a CB, que possui um padrão de meandramento permanente na altura dos Bancos Royal Charlotte e de Abrolhos (LEMOS *et al.*, 2009), que pode ser causado por padrões batimétricos locais e pelas instabilidades geofísicas do Sistema Corrente do Brasil (SOUTELINO *et al.*, 2011).

De acordo com SOUTELINO *et al.* (2011), a região ao norte de 20°S é dominada por vórtices, cuja presença é tão marcada que estaria associada ao fluxo para sul observado na região ao sul de 15°S (Figura 14). Dessa forma, o fluxo resultante pode estar associado tanto à CB quanto à porção costeira das estruturas anticiclônicas presentes na região.

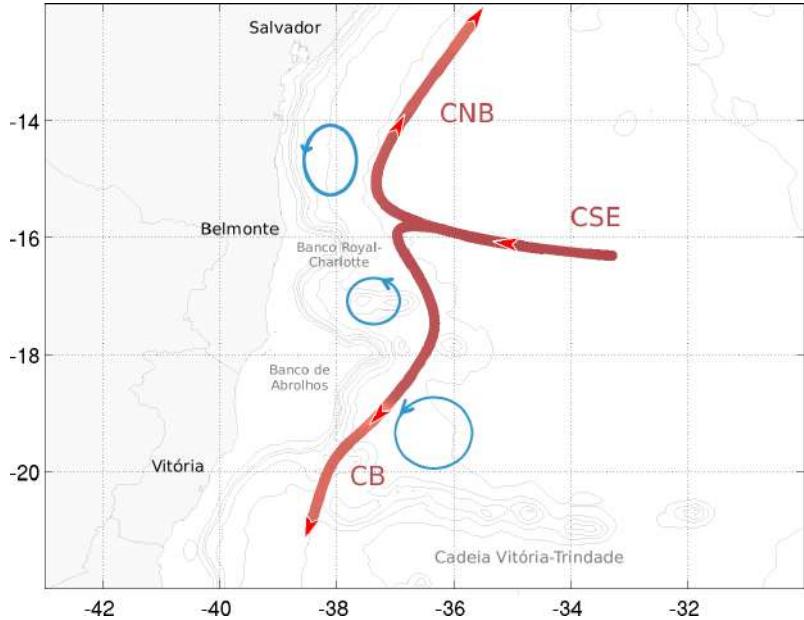


Figura 14: Representação esquemática das correntes e vórtices presentes nas proximidades da área de estudo 1. Onde: CSE = Corrente Sul Equatorial, CNB = Corrente do Norte do Brasil, CB = Corrente do Brasil. Baseado em SOUTELINO *et al.* (2011, 2013).

A região de interesse para a presente tese corresponde ao litoral dos municípios de Una, Canavieiras e Belmonte, que abriga os estuários de diversos rios, sendo os principais os estuários dos rios Una, Pardo e Jequitinhonha. Nesta região, a linha de costa é caracterizada pela presença de ilhas arenosas, destacadas da planície costeira por rios e canais de maré, possuindo grandes extensões de manguezais (Dominguez *et al.*, 1982 apud VASCONCELOS e CELINO, 2014).

De acordo com o mapa de uso do solo, a zona costeira destes municípios possui longas extensões de praias arenosas entrecortadas por núcleos urbanos e por seções correspondentes a coqueirais. Nas margens dos rios, o ecossistema natural que predomina são os manguezais, que competem em espaço com áreas destinadas a pastagens e terrenos pantanosos. Também são encontradas áreas próximas à costa que possuem a cobertura florestal terrestre (VASCONCELOS *et al.*, 2015).

No baixo curso do rio Una, a salinidade superficial encontrada variou de 0 a 18,8 nas amostragens realizadas nos anos de 2011, 2012 e 2013. No rio Pardo, a salinidade superficial encontrada em seu trecho final variou de 0 a 31,6, enquanto que, no rio Jequitinhonha, o máximo medido foi de 1,4 (CELINO *et al.*, 2014). Essas diferenças na salinidade máxima mostram que os rios Una e Pardo sofrem maior intrusão salina que o rio Jequitinhonha.

Esse comportamento é justificado devido à diferença nas vazões médias desses três rios. De acordo com a série histórica de vazões registradas para as estações fluviométricas da ANA, entre os anos de 2000 e 2005, a vazão média do

rio Una é de 19,12 m³/s, próximo de sua foz, e o rio Pardo possui vazão média de 67,24 m³/s. Já a média para o rio Jequitinhonha é de 319,43 m³/s, chegando a 672,44 m³/s, se considerar somente a média dos meses de verão (ANA, 2015). No entanto, valendo-se de dados medidos sazonalmente nas regiões próximas à foz desses três rios, entre 2013 e 2014 (LAMCE, 2013), a vazão média dos rios Una, Pardo e Jequitinhonha foi calculada, respectivamente, em 32,5, 58,8 e 99,6 m³/s.

A maré na região tem comportamento semidiurno, com alturas que variam de 83 cm no período de quadratura a 173 cm no período de sizígia, aproximadamente (FEMAR, 2015). Essa variação de marés é bastante significativa na região, sendo possível observar as oscilações de nível através da exposição de bancos de areia e lama, submersos durante alguns períodos do dia.

5.4 Área de estudo 2 – Baía de Guanabara

A costa do Estado do Rio de Janeiro possui uma plataforma continental relativamente larga, com 80 km de extensão na região da bacia de Campos. Em sua porção norte, são comuns eventos de ressurgência, principalmente entre Cabo Frio e o Cabo de São Tomé, fazendo com que a temperatura da água possa chegar a 16°C em superfície (CASTRO e MIRANDA, 1998).

Nessa região, há o intenso meandramento da CB, que flui ao largo da costa, gerando recorrentemente vórtices ciclônicos (Figura 15, DA SILVEIRA *et al.*, 2008; MANO *et al.*, 2009; MILL *et al.*, 2015). Próximo a essa região, a CB ocupa quase toda a plataforma continental durante o verão, fazendo com que o fluxo seja predominante para sul (CASTRO e MIRANDA, 1998). No inverno, no entanto, a CB retorna para a plataforma continental externa, o que permite que as correntes mais costeiras sejam dominadas pelo vento (CASTRO e MIRANDA, 1998).

Neste caso, os ventos de nordeste dominantes no verão fortalecem o fluxo da CB sobre a plataforma interna, enquanto que, no inverno, devido à incidência de frentes frias, a região está sujeita a intensos ventos de sudoeste, gerando correntes que fluem para nordeste (Harari *et al.*, 1993 apud CASTRO e MIRANDA, 1998).

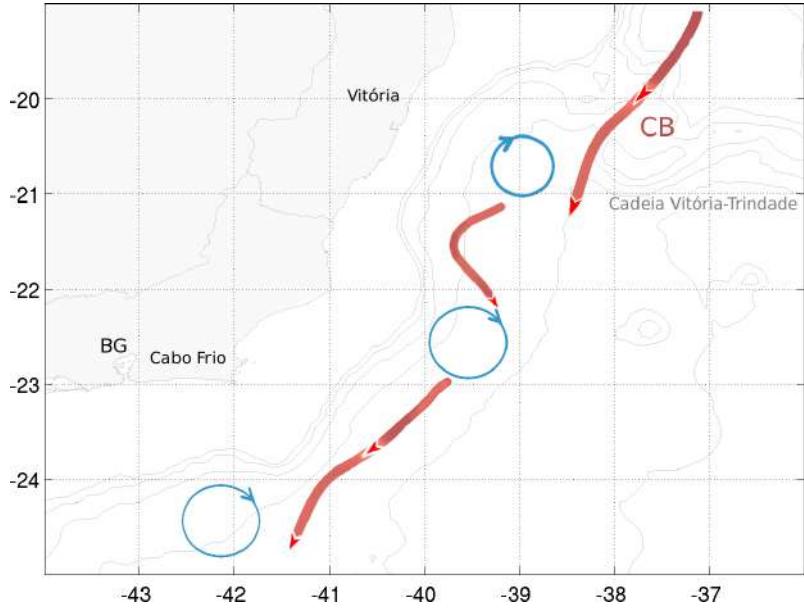


Figura 15: Representação esquemática das correntes e vórtices presentes nas proximidades da área de estudo 2. Onde: BG = Baía de Guanabara, CB = Corrente do Brasil. Baseado em MANO *et al.* (2009); MILL *et al.* (2015).

Dessa forma, é comum observar a presença de águas mais frias junto à costa do Rio de Janeiro, principalmente no verão, associado à ressurgência e ao carreamento dessas águas em direção ao sul. A presença da ACAS, por exemplo, que alcança a plataforma continental durante a ressurgência, já foi reportada por alguns autores no interior de alguns corpos costeiros, como a Baía de Guanabara (BG) (e.g., BÉRGAMO, 2006; DE MELO, 2004; MARIANO *et al.*, 2012).

A BG é um corpo de água costeiro que se destaca no contexto hidrodinâmico da costa do Estado. Por possuir uma localização estratégica e por abrigar uma série de atividades econômicas e de lazer em seu interior e entorno, a compreensão dos aspectos hidrodinâmicos que regem esse corpo costeiro se torna essencial.

Basicamente, a hidrodinâmica na baía é dominada pela maré; entretanto, também é influenciada pelos ventos. A maré de desigualdades diurnas encontrada na baía apresenta alturas que variam de 84 a 114 cm, aproximadamente (FEMAR, 2015). A profundidade média da BG é de 5,7 m, podendo chegar a 58 m no canal de navegação (KJERFVE *et al.*, 1997). Contudo, devido ao processo contínuo de sedimentação e às constantes dragagens, assim como outras alterações antrópicas ou naturais, a batimetria do fundo da baía se encontra em constante modificação e os valores médios e máximos não se mantêm inalterados.

A bacia hidrográfica na qual a BG está incluída apresenta topografia bastante diversificada, incluindo planícies e baixadas, colinas e maciços costeiros, além das escarpas da Serra do Mar. A área de drenagem contribuinte à BG engloba os maiores centros urbanos do Estado e a maior parte das indústrias de grande

porte (SEMADS, 2001), tornando a compreensão da vulnerabilidade, tanto ambiental quanto socioeconômica, fundamental para a região.

De acordo com KJERFVE *et al.* (1997), a descarga fluvial total estimada na Baía de Guanabara é de aproximadamente 100 m³/s, variando entre 33 e 186 m³/s do outono para o inverno. Contudo, de acordo com o diagnóstico da hidrografia do plano de manejo da ESEC Guanabara, o total médio drenado para a baía corresponde a 200 m³/s (ROBERTO, 2009). Dentre os principais rios que deságuam na BG, estão o Guapimirim, com vazão média calculada de 29,3 m³/s, Caceribu, com vazão média entre 8,3 e 18,0 m³/s, Iguáçu, com vazões médias entre 10,5 e 12,9 m³/s, e Sarapuí, com vazão média de 3,8 m³/s (MALTA, 2005; SOUZA, 2013).

A região costeira da BG e a região oceânica adjacente possuem áreas urbanizadas, incluindo portos, estaleiros, marinas e outros aterros, assim como áreas cobertas por vegetação, como é o caso da região da Área de Proteção Ambiental (APA) de Guapimirim. A APA é composta por áreas de manguezais e corresponde à região da foz dos rios Iriri, Roncador, Guapimirim e Imboacu. Essa área de proteção engloba a maior porção em superfície com este tipo de vegetação na região da Baía de Guanabara, que possui somente alguns remanescentes no litoral de Duque de Caxias e Rio de Janeiro (ROBERTO, 2009).

Dessa forma, a linha de costa na BG é caracterizada pela presença de áreas intensamente urbanizadas e algumas áreas restritas compostas por vegetação de mangue, enquanto que a região oceânica adjacente corresponde a uma zona costeira urbanizada e composta por praias arenosas e maciços expostos.

Capítulo 6

Material e Métodos

Para a realização dos experimentos, foram selecionadas duas áreas de estudo: a região sul da costa da Bahia, entre os estuários dos rios Una e Jequitinhonha, e a região da BG, no Estado do Rio de Janeiro, descritas no Capítulo 5.

A inundação costeira foi avaliada através da modelagem computacional hidrodinâmica. O software selecionado para a modelagem foi o ROMS (*Regional Ocean Modelling System*), que foi executado em diferentes grades numéricas, a partir do aninhamento sucessivo das grades, utilizando diferentes condições de contorno, de acordo com o experimento.

A seguir, é feita a descrição do modelo hidrodinâmico e dos principais módulos utilizados para a presente tese e das etapas metodológicas, que incluem o preprocessamento das informações, a elaboração das grades numéricas, os experimentos realizados e a modelagem numérica.

6.1 Regional Ocean Modelling System - ROMS

A modelagem computacional vem sendo utilizada em diversos estudos em todo o mundo como um método de investigação poderoso de auxílio à decisão e compreensão de fenômenos naturais e antrópicos em diversos ambientes. No caso de ambientes costeiros, a modelagem da hidrodinâmica é essencial para a compreensão de processos que atuam nesta zona de interface, como é o caso da inundação marinha.

O ROMS é um modelo amplamente usado pela comunidade científica em diversos estudos e aplicações. Atualmente, há variações no código do ROMS, mas para o presente trabalho foi utilizada a versão baseada no *Rutgers University ROMS*.

O código e publicações relacionadas podem ser encontrados no endereço eletrônico www.myroms.org, onde também é possível participar de um fórum de usuários do modelo.

O ROMS é um modelo de superfície livre que resolve um modelo de equações primitivas através de um sistema de coordenadas horizontais curvilíneas e de

coordenada vertical generalizada que acompanha o terreno. O modelo resolve as equações hidrodinâmicas por métodos de diferenças finitas, considerando duas aproximações: hidrostática e de Boussinesq (SHCHEPETKIN e MCWILLIAMS, 2005).

A aproximação hidrostática impõe que a pressão em qualquer profundidade é considerada como sendo a pressão hidrostática (pressão resultante do peso da água circundante atuando sobre a unidade de área). A aproximação de Boussinesq desconsidera as variações da densidade nas equações do movimento, a não ser em sua contribuição nos termos do empuxo na equação do movimento vertical (SHCHEPETKIN e MCWILLIAMS, 2005).

As equações governantes e as condições de contorno utilizadas pelo ROMS são apresentadas no Anexo 1, ao final do documento.

As variáveis prognósticas do modelo são a elevação da superfície livre, as componentes de velocidade horizontal barotrópicas e baroclínicas, bem como as propriedades, como T e S (MARCHESIELLO *et al.*, 2003).

6.1.1 Sistemas de coordenadas e discretização espacial

O ROMS utiliza um sistema de coordenadas vertical híbrido que possui características de duas classes de modelos de coordenadas, as coordenadas σ e z . Nesse sistema generalizado, as camadas mais próximas à superfície são mais planas enquanto que as mais próximas ao fundo estão alinhadas ao terreno. Desta forma, a distribuição vertical das camadas é dada de acordo com a topografia de fundo. Esse tipo de coordenada vertical utilizada pelo ROMS é vantajosa, pois permite que cada célula tenha diferentes espessuras e volumes (SHCHEPETKIN e MCWILLIAMS, 2005).

A discretização vertical usa a aproximação por diferenças finitas de segunda ordem. As variáveis do modelo são verticalmente escalonadas na célula, de forma que as componentes de velocidade horizontais (u e v), a anomalia de densidade local (ρ) e os traçadores estão localizados no centro da célula e as velocidades verticais (ω e w) e as variáveis de mistura verticais estão localizadas na base e no topo de cada célula (Figura 16) (HEDSTRÖM, 2012; SHCHEPETKIN e MCWILLIAMS, 2005).

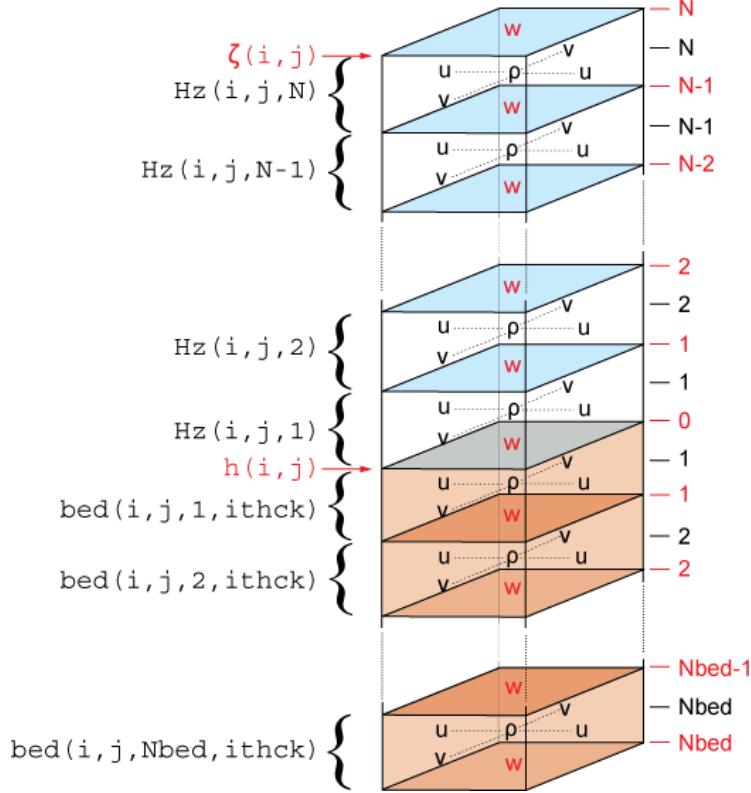


Figura 16: Escalonamento vertical das variáveis na grade do ROMS (Retirado de MYROMS, 2015).

Na horizontal, as equações são calculadas em um sistema curvilíneo ortogonal escalonado em uma grade C de Arakawa. Esse sistema curvilíneo permite que a grade seja definida acompanhando a linha de costa e que haja diferentes resoluções nos contornos da grade. Essas habilidades são vantajosas para a observação de fluxos próximos aos contornos costeiros (HEDSTRÖM, 2012).

A discretização horizontal também utiliza diferenças finitas de segunda ordem. Conforme mostrado na Figura 17, as variáveis do modelo são escalonadas nesta grade de forma que a superfície livre, a densidade e os traçadores ativos e passivos sejam localizados no centro de cada célula (pontos ρ) e as componentes de velocidade horizontal u e v sejam localizadas nos contornos oeste/leste e sul/norte, respectivamente, de cada célula (pontos u e pontos v) (HEDSTRÖM, 2012).

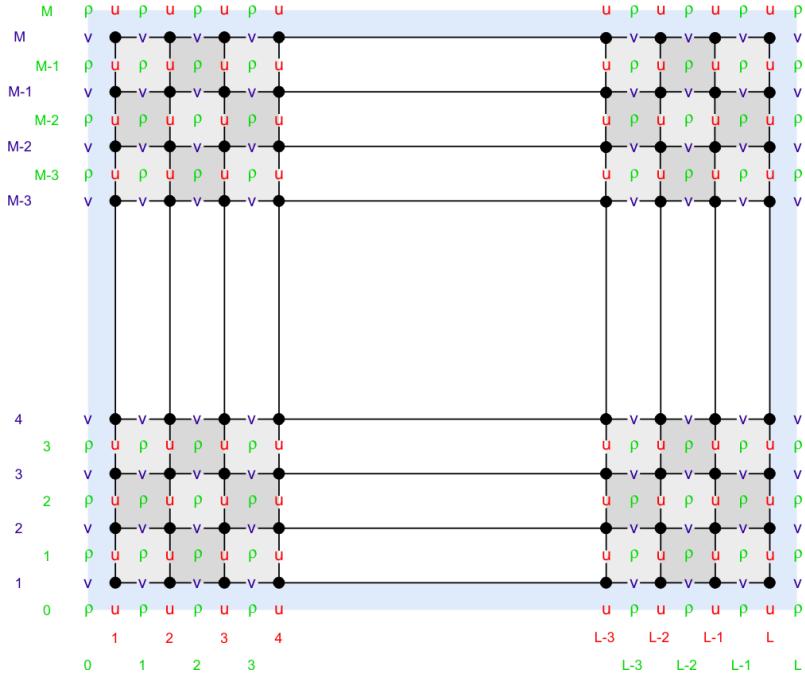


Figura 17: Escalonamento horizontal das variáveis na grade C de Arakawa (MY-ROMS, 2015).

6.1.2 Módulo de alagamento e secamento

Particularmente para a aplicação atual, foi ativada a opção de alagamento e secamento do ROMS, de modo a observar a inundação costeira. Essa opção permite que as células da grade numérica se tornem ‘secas’ com a diminuição do nível d’água e novamente ‘molhadas’ com a subida do nível.

Em modelos implícitos, essa capacidade pode ser obtida através da remoção das células secas da grade de solução. No entanto, para modelos explícitos, como é o caso do ROMS, tipicamente todas as células estão incluídas em todos os cálculos numéricos, fazendo com que a remoção das células secas em determinados passos de tempo não seja uma opção inerente ao modelo. Dessa forma, algumas técnicas foram desenvolvidas; contudo, a principal restrição está na impossibilidade da profundidade total de cada célula não poder ser igual a zero, já que a solução numérica envolve a divisão por esse valor (WARNER *et al.*, 2013).

A aproximação desenvolvida por WARNER *et al.* (2013) para contornar essa limitação compara a profundidade total no centro da célula a um valor definido pelo usuário, de forma que, se a profundidade total for inferior a esse valor de referência, o fluxo de água é impedido de passar pelas bordas da célula. Esse método permite que sejam realizadas aplicações do ROMS para ambientes de águas rasas, o que tipicamente ocorre em ambientes costeiros.

Essa aproximação se baseia na profundidade mínima, D_{crit} , definida pelo usuário e que é constante em toda a grade numérica. Geralmente, o valor definido

para o D_{crit} é da ordem de centímetros em estuários e outras aplicações costeiras; no entanto, podem ser definidos valores menores ou maiores, de acordo com a escala da aplicação (WARNER *et al.*, 2013).

A cada passo de tempo barotrópico, a profundidade total (D) nos pontos ρ , localizados no centro de cada célula, é computada como a soma da batimetria local (h) e do deslocamento da superfície livre (η), conforme mostrado na Equação 6.1. A profundidade total é então comparada à profundidade mínima, a fim de determinar se a célula será considerada ‘seca’ ou ‘molhada’.

$$D = h + \eta \quad (6.1)$$

Se $D < D_{crit}$, a célula é considerada ‘seca’ e não é permitido o fluxo de água para fora da célula neste passo de tempo barotrópico. Esse transporte do fluxo de volume é bloqueado através da imposição de valores nulos para as componentes da velocidade integradas na vertical, $ubar$ e $vbar$. Contudo, ainda permite o fluxo de água para dentro desta célula, possibilitando que a célula se torne molhada. Essa diferenciação entre células secas e molhadas se torna possível através da máscara terra-água (*land/sea masking*) definida pelo usuário, que atribui o valor numérico 0 e 1, para células secas e molhadas, respectivamente.

A Figura 18 apresenta de forma esquemática como a profundidade total varia de acordo com o deslocamento da superfície livre e onde estariam localizados os limites entre as áreas alagadas e secas, de acordo com a comparação ao valor definido como D_{crit} .

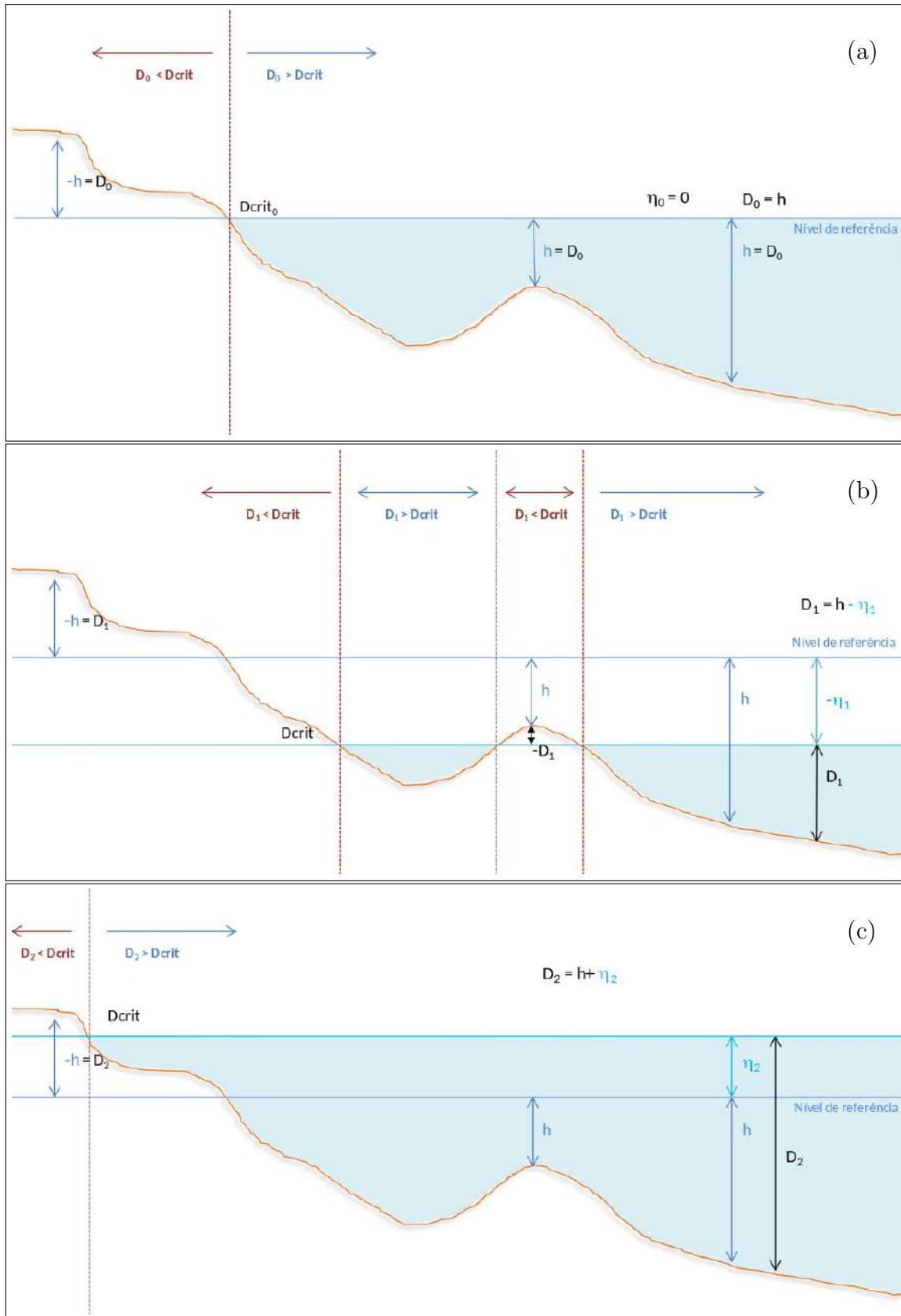


Figura 18: Relações entre a profundidade total (D), a batimetria (h), o deslocamento da superfície livre (η) e a comparação com a profundidade crítica (D_{crit}) sem variação (a), com diminuição (b) e aumento (c) do nível de água em relação ao nível de referência.

O comportamento da máscara de terra e de água com a inclusão do esquema de alagamento e secamento é mostrado na Tabela 5. Observa-se que a célula previamente determinada como ponto de terra, ou seja, seca, na máscara terra-água, sempre será considerada seca. Já as células definidas como água na máscara de terra podem ser secas ou molhadas, de acordo com D.

Tabela 5: Valores numéricos atribuídos às células na máscara de terra/água e na máscara de alagamento e secamento (WARNER *et al.*, 2013)

Land/sea masking	Profundidade em ρ	Wet/dry masking
0	-	0
1	$D < D_{crit}$	0
1	$D > D_{crit}$	1

A máscara de terra e água é configurada pelo usuário e não muda ao longo do tempo de simulação; já a máscara de alagamento e secamento é computada internamente e pode ser alterada a cada passo de tempo barotrópico, devido às variações em η .

A máscara de alagamento e secamento é calculada a partir de três máscaras definidas para os pontos ρ , u e v. No início do passo de tempo, a máscara em ρ é computada ($rmask_{wet}$) baseada no nível de água do passo de tempo anterior. Em seguida, são calculadas as máscaras nos pontos u e v ($umask_{wet}$ e $vmask_{wet}$, respectivamente), primeiro identificando o estado das células adjacentes. As matrizes $umask_{wet}$ e $vmask_{wet}$ podem ter valores -1, 0, 1 ou 2, de acordo com o valor de $rmask_{wet}$ nas células adjacentes (Figura 19).

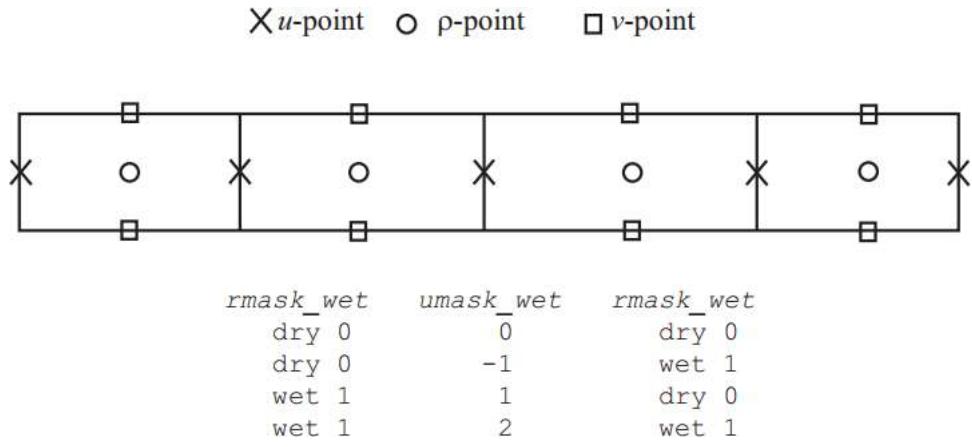


Figura 19: Distribuição dos pontos ρ , u e v na grade numérica e exemplo de valores de $umask_{wet}$ de acordo com a máscara nos pontos ρ adjacentes (Retirado de WARNER *et al.*, 2013).

Se ambas as células adjacentes tiverem $rmask_{wet}$ igual a 0 (célula seca), o valor de $umask_{wet}$ será 0. Se ambas tiverem $rmask_{wet}$ igual a 1, o valor de $umask_{wet}$

será 2. Se uma célula tiver $r\text{mask}_{\text{wet}}$ igual a 1 e outra 0, $u\text{mask}_{\text{wet}}$ poderá ser -1, se a célula molhada estiver à direita, ou 1, se estiver à esquerda. O mesmo procedimento é válido para $v\text{mask}_{\text{wet}}$, porém considerando as células adjacentes acima e abaixo.

Os valores calculados para $u\text{mask}_{\text{wet}}$ e $v\text{mask}_{\text{wet}}$ são utilizados para modificar o valor de $u\text{bar}$ e $v\text{bar}$ no próximo passo de tempo, conforme mostrado na Equação 6.2.

$$u\text{bar}^{t+1} = u\text{bar}^{t+1} * (0,5 * u\text{mask}_{\text{wet}} * |u\text{mask}_{\text{wet}}| - 1) + (0,5 + u\text{mask}_{\text{wet}} * \text{DSIGN}(0,5, u\text{bar}^{t+1})) * (1 - |u\text{mask}_{\text{wet}}| - 1) \quad (6.2)$$

onde DSIGN corresponde à função que retorna um valor baseado na magnitude do primeiro argumento e no sinal do segundo argumento. A partir dessa equação, os valores de $u\text{bar}$ são modificados conforme mostrado na Tabela 6.

Tabela 6: Impacto da máscara de alagamento e secamento nos pontos u da grade numérica na componente zonal de velocidade integrada na vertical (WARNER *et al.*, 2013)

$u\text{mask}_{\text{wet}}$	$u\text{bar}^{t+1}$	$u\text{bar}^{t+1}$ modificado	Implicação
0	$\pm u\text{bar}^{t+1}$	0	Nenhum fluxo é permitido para fora da célula.
2	$\pm u\text{bar}^{t+1}$	$u\text{bar}^{t+1}$	O fluxo não é alterado pela equação.
-1	$\pm u\text{bar}^{t+1} > 0$	0	Só é permitido fluxo para oeste.
	$\pm u\text{bar}^{t+1} < 0$	$u\text{bar}^{t+1}$	
1	$\pm u\text{bar}^{t+1} > 0$	$u\text{bar}^{t+1}$	Só é permitido fluxo para leste.
	$\pm u\text{bar}^{t+1} < 0$	0	

Após os passos de tempo barotrópicos, as matrizes de $u\text{mask}_{\text{wet}}$ e $v\text{mask}_{\text{wet}}$ são convertidas para 0 e 1, com base nas médias de todos os passos barotrópicos. Essas novas máscaras são então utilizadas nos passos de tempo baroclinicos e alteram as velocidades baroclinicas, pois estas são multiplicadas pelos valores finais de $u\text{mask}_{\text{wet}}$ e $v\text{mask}_{\text{wet}}$. Essa configuração faz com que mesmo que haja o fluxo através de uma face da célula durante um passo de tempo barotrópico, as velocidades barotrópicas e baroclinicas possam ser nulas ao final do passo de tempo baroclinico (WARNER *et al.*, 2013).

A utilização deste algoritmo é crucial para a observação do comportamento das marés e outros forçantes que alteram o nível de água na zona costeira. Dessa forma, ao configurar a máscara de terra, deve ser considerado como máscara de água o maior número de células, para que o próprio modelo determine se as células

correspondem a áreas emersas ou não e para que seja possível o alagamento de áreas que *a priori* correspondem a áreas secas.

6.1.3 Aninhamento de grades

A modelagem com alta resolução espacial, muitas vezes, é obtida através do uso de informações de modelagens anteriores executadas em grades numéricas de menor resolução. Essa abordagem, onde é realizado o refinamento sucessivo das grades e, com isso, o aumento da resolução das soluções numéricas obtidas, é conhecida como *downscaling*.

O *downscaling* de modelos envolve o aninhamento de múltiplas grades numéricas onde cada grade recebedora possui maior resolução que a respectiva grade doadora (Figura 20). No *downscaling*, a grade de menor resolução fornece as condições de contorno para as grades mais resolvidas. Esse tipo de transferência de informação pode ser feito de forma *offline* ou *online*.

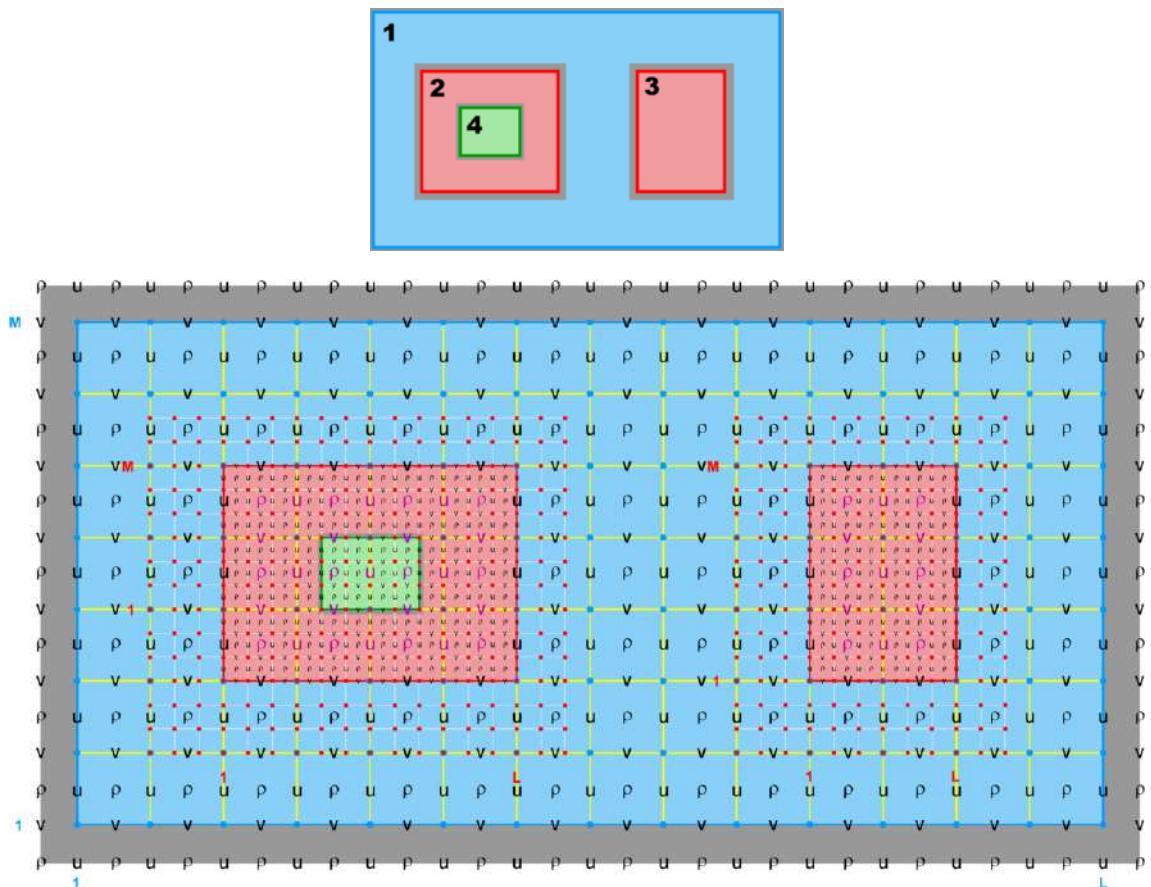


Figura 20: Exemplo de aninhamento de grades, onde as grades 1 e 4 possuem a menor e a maior resolução espacial, respectivamente (Retirado de MYROMS, 2015).

No tipo *offline*, a modelagem nas grades é feita de forma independente, através de simulações individuais, e os resultados obtidos com a grade doadora são

fornecidos para a grade recebedora com a elaboração de arquivos de contorno. Dessa forma, as simulações para as grades de maior resolução só podem ser executadas após a obtenção dos resultados da simulação na grade doadora. Esse tipo de configuração permite grande flexibilidade em termos de dimensão e orientação das grades e também possibilita que sejam utilizados diferentes horizontes de tempo entre as simulações (MASON *et al.*, 2010).

No aninhamento *online* a simulação é feita simultaneamente em todas as grades. Neste caso há a possibilidade de troca de informação de forma sincronizada em uma única simulação, com intervalos de atualização que podem ser bem menores do que os utilizados no aninhamento *offline*. Além disso, de forma *online*, além do *downscaling (one-way)*, é possível a transferência de informação da grade de maior para a de menor resolução, havendo a troca de informação nos dois sentidos (*two-way*) (MASON *et al.*, 2010). No ROMS estas opções estão disponíveis; no entanto, devido à maior complexidade, atualizações e ajustes ainda vêm sendo realizados pelos desenvolvedores no aninhamento *online*, principalmente com a dupla troca de informações.

Apesar das vantagens do uso do aninhamento *online*, devido à estabilidade e flexibilidade na configuração dos experimentos, na presente tese foi utilizado o aninhamento *offline*.

6.2 Preprocessamento

Como o principal objetivo do trabalho é a observação do processo de inundação costeira, se faz necessária a obtenção de um modelo digital de terreno (MDT) que represente de forma satisfatória o relevo costeiro emerso e submerso das áreas de estudo.

A batimetria costeira foi obtida através da vetorização de cartas náuticas da Marinha do Brasil das regiões de interesse. Além disso, na BG, foram consideradas algumas folhas de bordo disponíveis para a região, obtidas no acervo técnico do Centro de Hidrografia da Marinha, que correspondem aos levantamentos hidrográficos de 1961 a 1987. Foram utilizadas 18 folhas de bordo, já empregadas previamente em outros estudos na BG (CARVALHO, 2011).

A batimetria fluvial foi inferida a partir das seções dos rios disponíveis no sistema HidroWeb da Agência Nacional de Águas (ANA, 2015).

Os dados topográficos foram obtidos a partir das bases de dados existentes. Para a região da BG, foram utilizadas quatro bases de dados topográficos. A primeira, com equidistância vertical de 5 m (1:25.000), corresponde à cidade do Rio de Janeiro e faz parte da base de dados do INEA; a segunda, com equidistância vertical de 20 m (1:50.000), corresponde aos levantamentos realizados pelo IBGE.

A terceira base corresponde ao modelo digital de terreno de alta resolução para a cidade de Niterói, com equidistância vertical de 0,5 m (1:2.000), da Secretaria Municipal de Urbanismo e Mobilidade de Niterói (TOPOCART, 2014). A quarta base corresponde à região norte e nordeste da BG, com equidistância vertical de 20 m (1:50.000) referente ao mapeamento de 2008 da Fundação CIDE (Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro).

Para a região do sul da Bahia, foi utilizada a base de dados obtida através do modelo SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), com resolução de 30 m, e as cartas topográficas do IBGE (escala de 1:100.000).

A topografia da linha de costa, no entanto, foi classificada de acordo com o uso de solo. As regiões de mangue, por exemplo, foram classificadas de acordo com o grau de inundação a que cada tipo de mangue está relacionado. A topografia associada a cada uso é apresentada com maior detalhamento nos itens 6.2.1 e 6.2.2, a seguir.

Essas bases de dados topográficos e batimétricos foram corrigidas para o mesmo referencial horizontal e vertical, obtendo-se um conjunto de dados correspondente ao sistema WGS84, com referência vertical ao NMM.

Com o auxílio do software ArcGis 10, as bases foram unificadas, obtendo-se dois conjuntos de pontos cotados: um para a região da BG e adjacências e outro para o sul da Bahia.

6.2.1 Microtopografia de manguezais

O alagamento dos mangues é um processo natural que renova e garante que o ambiente seja favorável à vegetação. A variação da maré atua como uma renovação da vegetação, removendo as substâncias tóxicas e oxigenando o sedimento. No entanto, a forma como a inundação se dá é diferenciada de acordo com a zonação do manguezal (SCHAEFFER-NOVELLI *et al.*, 2000). As espécies de mangue variam em sua capacidade em tolerar as inundações; com isso, possuem um padrão de distribuição correspondente ao gradiente de inundações, sendo a base da classificação dos manguezais na zona entremarés (HOFF e MICHEL, 2014).

O mapeamento dos manguezais foi feito utilizando o padrão de zonação das espécies de mangue de acordo com o grau de inundação a que estas estão sujeitas. Segundo a literatura, as espécies de *Rhizophora* possuem limite superior correspondente à média das marés altas, as de *Avicenia* tem limite inferior correspondente à média das marés altas e superior à média das marés altas de sizígia, já a *Laguncularia* possui a base correspondente à média das marés altas de sizígia (SANTOS *et al.*, 1997; SCHAEFFER-NOVELLI *et al.*, 1990). Ademais, as áreas de planície vegetadas por gramíneas, que se localizam, muitas vezes, na transição entre

a vegetação de mangue e a terrestre, são inundadas pelas marés altas extremas de sizígia (SANTOS *et al.*, 1997).

Assim, às regiões de mangue identificadas através de imagens de satélite e separadas de acordo com o tipo de cobertura vegetal (VASCONCELOS, 2009; VASCONCELOS *et al.*, 2015), foram atribuídas cotas associadas, relacionadas aos valores conhecidos das médias das marés mais altas e mais baixas de sizígia encontradas na região. As cotas atribuídas ao limite de cada classe do mangue são mostradas na Tabela 7.

A Classe 1 corresponde às planícies lamosas, frequentemente submersas, formadas pelo depósito dos sedimentos finos carreados pelos rios, que margeiam as regiões de manguezais. Nesta classe, a cota corresponde à média das baixa-mares de sizígia. A Classe 2 corresponde à região de predominância do gênero *Rhizophora*, cujo limite superior será equivalente à média das preamarés de quadratura. A Classe 3 corresponde à região onde há a presença predominante dos gêneros *Avicenia* e *Laguncularia*. O limite inferior da Classe 3 corresponde à média das preamarés de quadratura e o superior à média das preamarés de sizígia. A Classe 4 corresponde à região de mangue que foi alterada e apresenta predominantemente a cobertura de gramíneas. Para essa região, foi atribuída a cota correspondente à média das preamarés de sizígia.

A Figura 21 representa esquematicamente a classificação adotada no presente estudo.

Tabela 7: Cotas atribuídas a cada classe de manguezal nas duas áreas de estudo. Os valores negativos estão acima do NMM e os positivos, abaixo.

Classes	BG ¹	Sul da Bahia ²
Classe 1	0,4 m	0,8 m
Classe 2	0,4 a -0,5 m	0,8 a -0,4 m
Classe 3	-0,5 m	-0,4 a -0,8 m
Classe 4	-0,5 m	-0,8 m

¹ Valores calculados com base nas médias apresentadas na carta náutica 1501.

² Valores calculados com base nas médias apresentadas na carta náutica 1205.

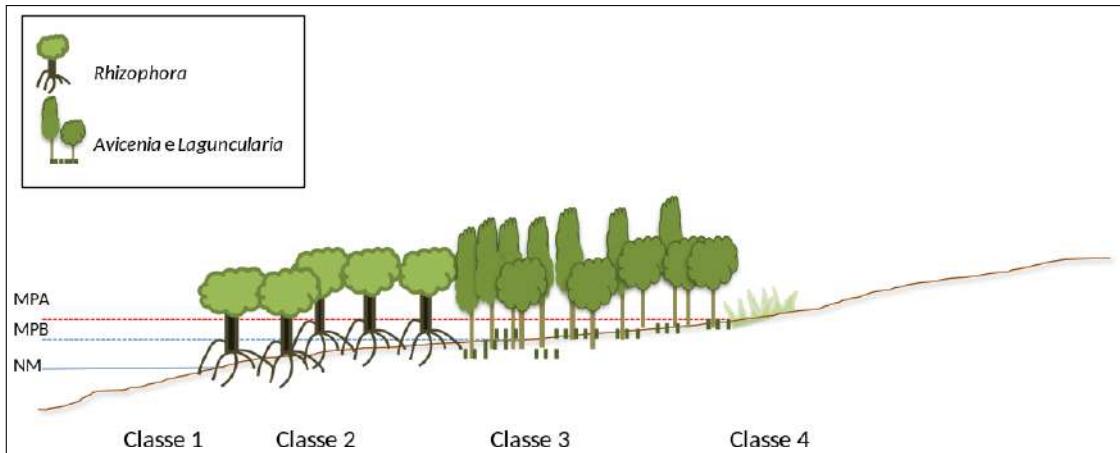


Figura 21: Representação esquemática do perfil de zoneamento do manguezal adotado no presente estudo. Onde: MPA = média das preamares mais altas (sizígia), MPB = média das preamares mais baixas (quadratura) e NM = nível médio.

6.2.2 Microtopografia da linha de costa

Para as áreas não correspondentes aos manguezais, as cotas foram atribuídas de outra forma. A linha de costa foi observada através de imagens de satélite no Google Earth e foi realizada a identificação de praias, costas rochosas e patrimônios construídos.

No caso das praias e outras áreas não construídas, a linha de costa foi considerada equivalente ao NMM, sendo então atribuída a cota zero. Já às áreas construídas ou rochosas foram atribuídos os valores dos pontos cotados mais próximos encontrados nas bases de dados topográficas mencionadas no item 6.2. Quando não estavam disponíveis pontos cotados próximos e esse tipo de associação não foi permitida, foram então atribuídos os valores encontrados para o mesmo tipo de feição já cotado anteriormente.

Dessa forma, por exemplo, a linha de costa correspondente a um terminal portuário específico (A) terá sua cota de elevação correspondente aos pontos cotados mais próximos. Já outro terminal portuário (B), que não tiver pontos cotados em suas proximidades, terá a sua cota igual à cota atribuída ao terminal portuário A.

Seguindo os métodos apresentados, foram obtidos os MDTs para as áreas de estudo 1 e 2, representados nas Figuras 22 e 23, respectivamente.

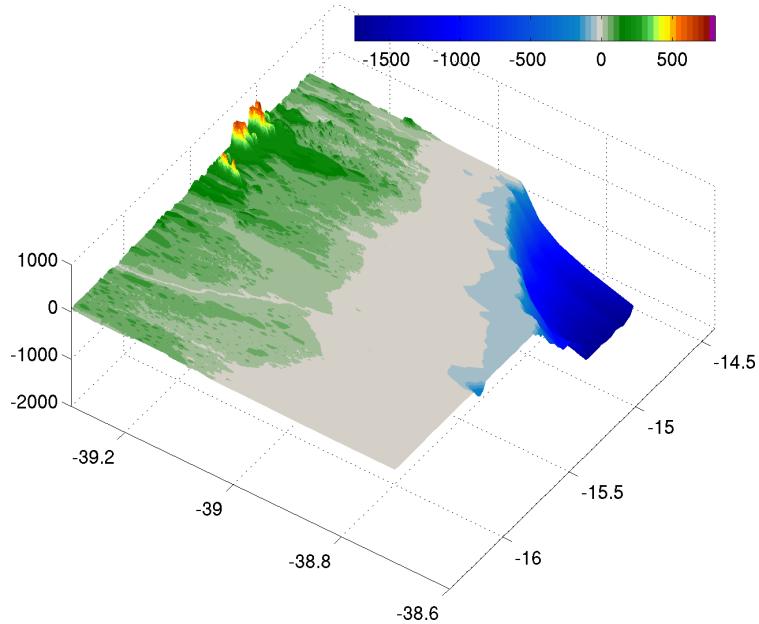


Figura 22: Representação do modelo digital de terreno para a Área de Estudo 1, em metros, cuja localização é indicada na Figura 12. Os valores negativos correspondem à profundidade, abaixo do nível médio, e os valores positivos à topografia, acima do nível médio.

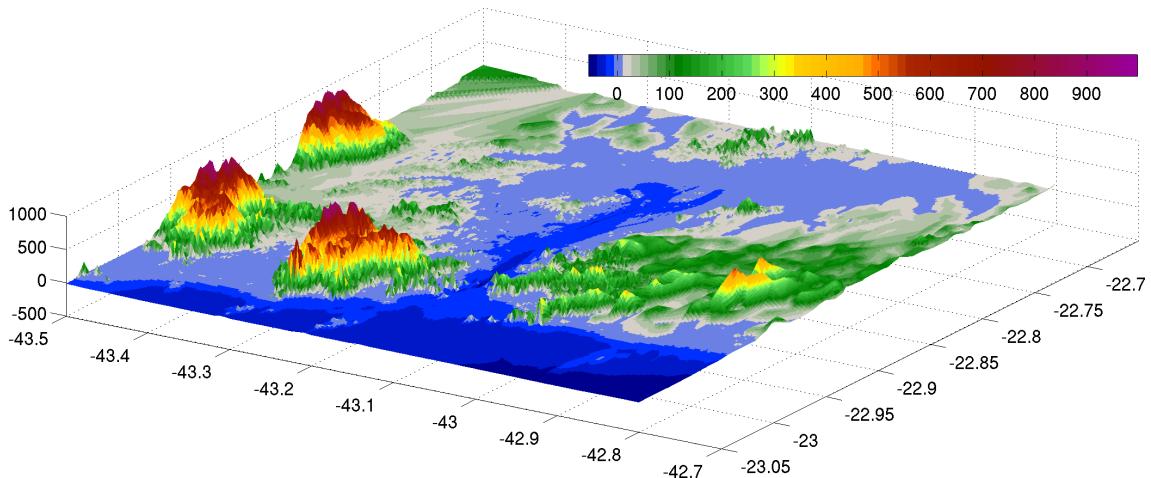


Figura 23: Representação do modelo digital de terreno para a Área de Estudo 2, em metros, cuja localização é indicada na Figura 12. Os valores negativos correspondem à profundidade, abaixo do nível médio, e os valores positivos à topografia, acima do nível médio.

6.3 Grades Numéricas

Foram configuradas dez grades numéricas: uma grade principal com resolução de $1/3^\circ$, onde foi realizado o *downscaling* dos resultados dos modelos climáticos, e outras grades secundárias. Todas as grades foram preparadas com o Seagrid, que

é um pacote computacional em linguagem Matlab desenvolvido pelo *Woods Hole Coastal and Marine Science Center* e disponibilizado livremente para a comunidade científica. As grades foram geradas individualmente, de forma a possibilitar seu aninhamento sucessivo através da abordagem *offline*, não sendo excedido o fator máximo de refinamento entre elas de 1:7 (MYROMS, 2015).

A grade T1 corresponde ao domínio numérico principal e se localiza entre as latitudes 34,86°S e 5,17°S e longitudes 54,83°W e 20,17°W (Figura 24). Nela foram utilizados como condições de contorno laterais os resultados do domínio oceânico do modelo climático HadGEM2-ES, onde foram empregadas as variáveis de três (elevação da superfície livre – ‘zos’) e quatro dimensões (temperatura potencial – ‘thetao’, salinidade – ‘so’ e componentes de velocidade – ‘uo’ e ‘vo’). Como condições de contorno verticais, foram utilizadas as saídas do domínio atmosférico do mesmo modelo (pressão – ‘psl’, componentes de velocidade do vento – ‘ua’ e ‘va’, umidade específica – ‘huss’, precipitação – ‘pr’, radiação de ondas longas – ‘rls’, radiação de ondas curtas – ‘rsds’ e ‘rsus’ e temperatura do ar – ‘tas’). A batimetria utilizada para a confecção desta grade foi a do ETOPO1 (AMANTE e EAKINS, 2009).

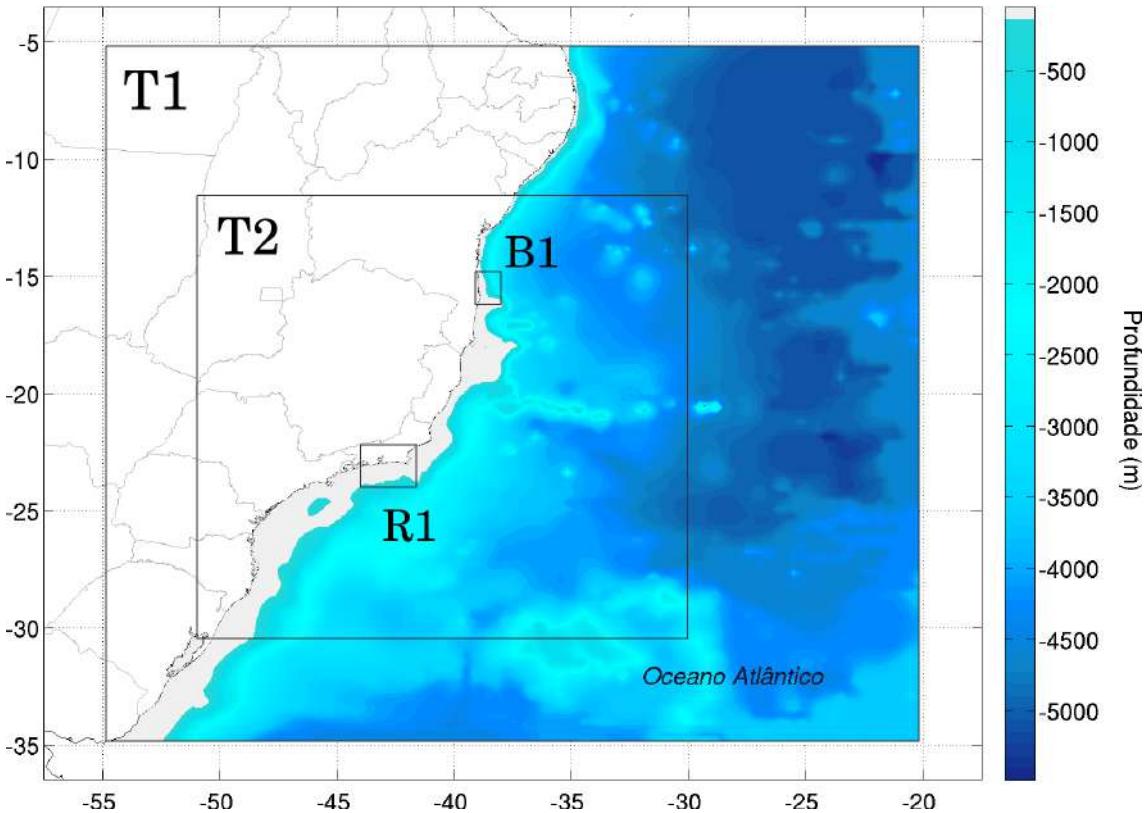


Figura 24: Batimetria das grades T1 e T2 interpolada a partir do ETOPO1, em metros, e localização das grades B1 e R1.

A grade T2 foi utilizada para a obtenção de resultados com maior resolução para a região da grade T1 mais próxima à costa, conforme representado na Figura

24. A grade T2 está localizada entre as latitudes 30,46°S e 11,54°S e longitudes 50,96°W e 30,04°W, com resolução horizontal de 1/12°.

As grades B1 e R1, também indicadas na Figura 24, correspondem ao litoral dos estados da Bahia e Rio de Janeiro, respectivamente, e foram utilizadas como grades intermediárias para o *downscaling* dos resultados para as grades B2 e R2. A grade B1 é limitada pelas latitudes 16,19°S e 14,81°S e pelas longitudes 39,09°W e 38,01°W, correspondendo às regiões costeira e oceânica adjacente à costa entre os municípios de Ilhéus e Porto Seguro. A grade R1 engloba a área entre 23,99°S e 22,21°S e entre 43,99°W e 41,61°W, o que corresponde à costa entre Rio de Janeiro e Macaé. Tanto B1 quanto R1 tem resolução horizontal aproximada de 1,3 km (equivalente a 1/84°).

A grade B2 corresponde à região sul da Bahia, previamente referenciada como área de estudo 1, cuja resolução é de aproximadamente 190 m. A grade está localizada entre as latitudes 15,9°S e 15,2°S e as longitudes 39,0°W e 36,6°W, entre os municípios de Una e Belmonte. Aninhada à grade B2 está a Grade BM1, que corresponde ao estuário do rio Jequitinhonha, com resolução de aproximadamente 27 m (Figura 25).

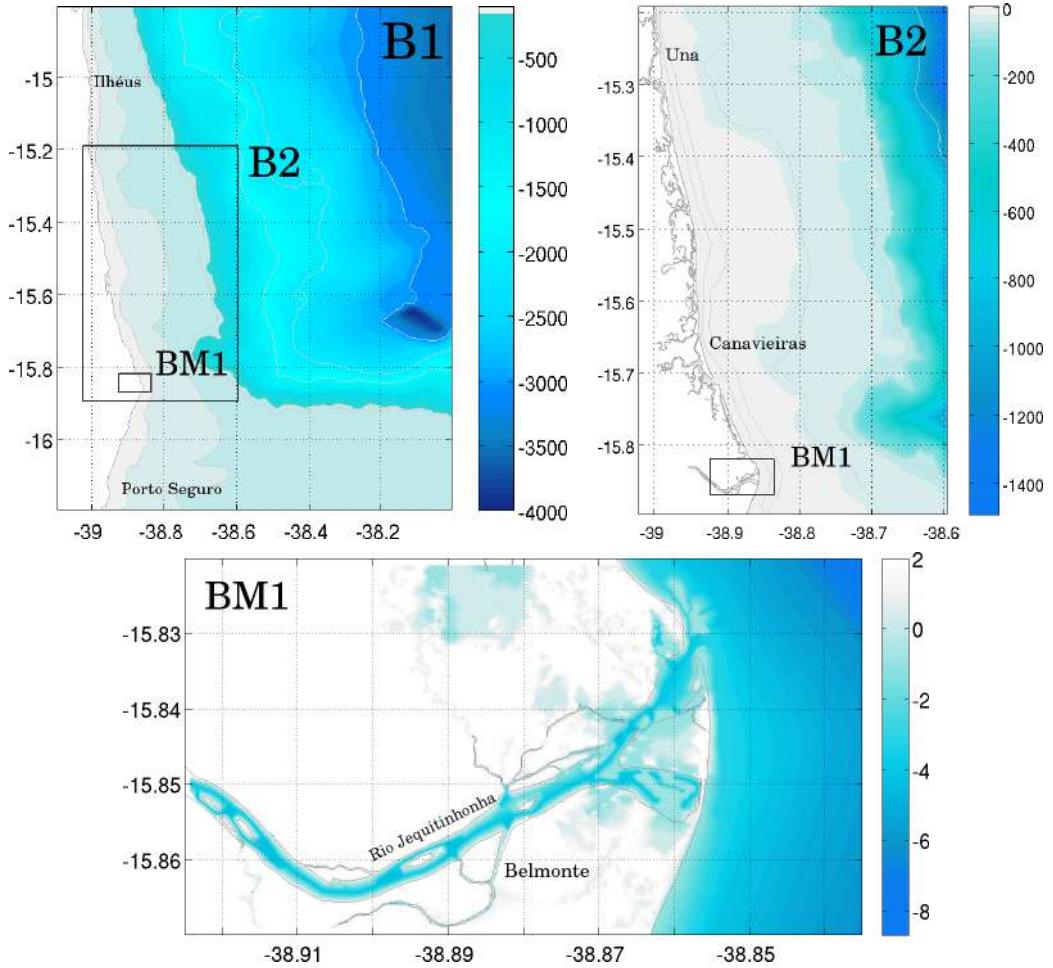


Figura 25: Área de estudo 1, com representação da batimetria em metros, e localização das grades numéricas B1, B2 e BM1.

A grade R2 corresponde à área de estudo 2, que engloba a região da BG, entre as latitudes $23,07^{\circ}\text{S}$ e $22,65^{\circ}\text{S}$ e as longitudes $43,30^{\circ}\text{W}$ e $43,00^{\circ}\text{W}$ (Figura 26). Esta grade, com resolução horizontal de 190 m, fornece as condições iniciais e de contorno para as grades aninhadas RC1, RC2 e RM1, com resolução de 27 m, que representam, respectivamente, a cidade do Rio de Janeiro, a cidade de Niterói e a região da APA Guapimirim. A Figura 27 apresenta a batimetria e a topografia utilizadas nas grades RC1, RC2 e RM1. Essas três regiões foram escolhidas por representarem duas importantes cidades localizadas às margens da BG e uma área com remanescentes de manguezais.

A Tabela 8 apresenta a resolução horizontal média e a origem das condições iniciais e de contorno, ou seja, a grade doadora.

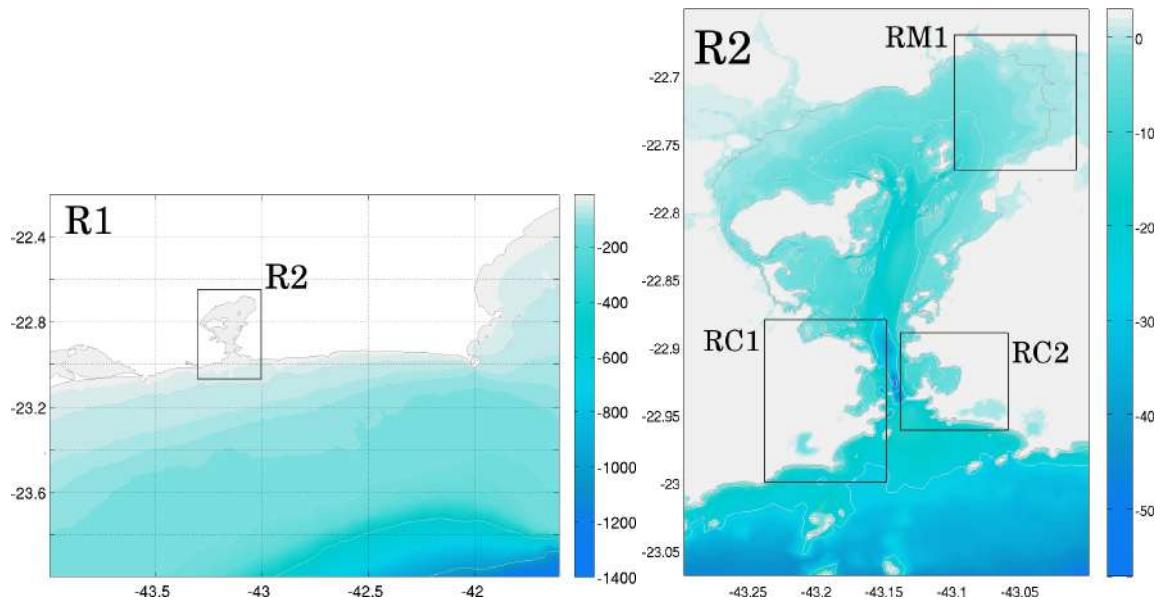


Figura 26: Área de estudo 2, com representação da batimetria em metros, e localização das grades numéricas R1, R2, RC1, RC2 e RM1.

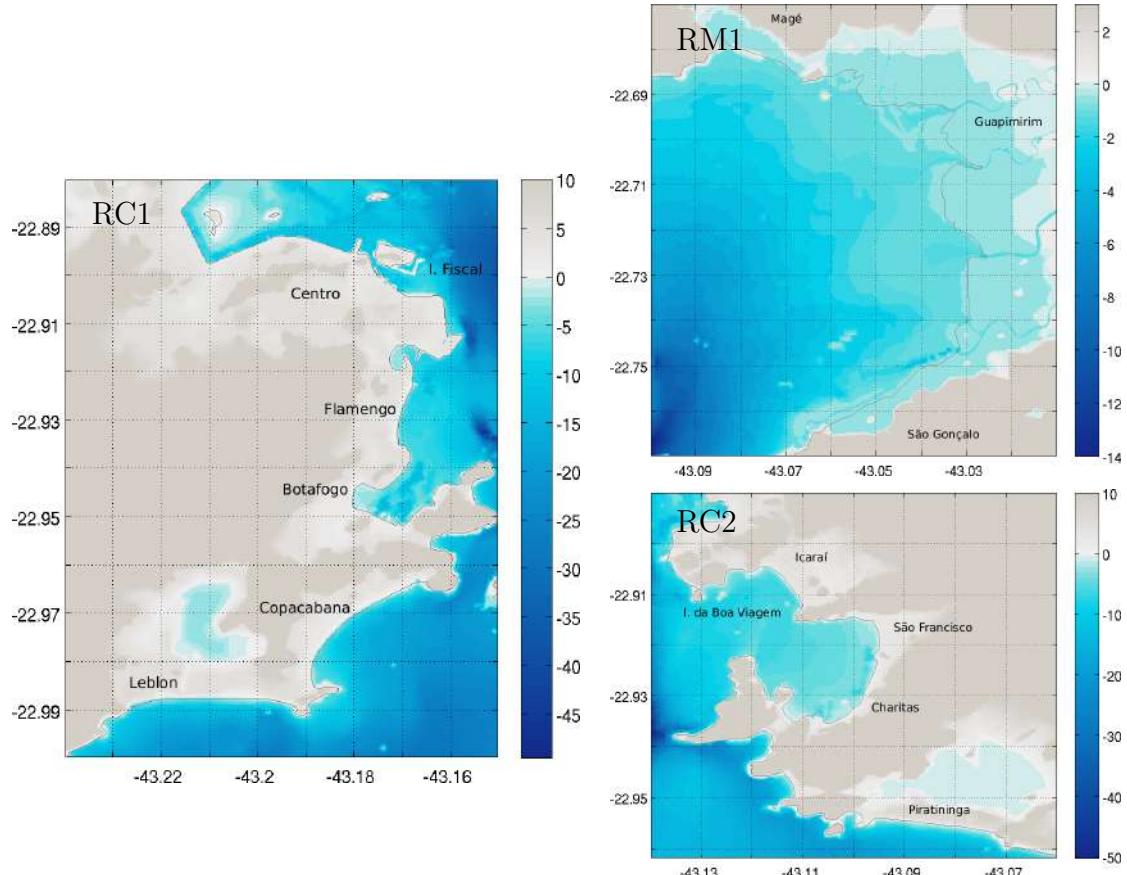


Figura 27: Batimetria das grades numéricas RC1, RC2 e RM1, em metros.

Tabela 8: Grades numéricas e hierarquia de condições de contorno.

Grade	Região	Resolução horizontal média	Grade doadora
T1	Atlântico Sul	1/3°	HadGEM2-ES
T2	BA-RS	1/12°	T1
B1	BA	1,3 km	T2
B2	Una-Belmonte	188,97 m	B1
BM1	Jequitinhonha	27 m	B2
R1	RJ	1,3 km	T2
R2	BG	188,97 m	R1
RC1	Rio de Janeiro	27 m	R2
RC2	Niterói	27 m	R2
RM1	APA Guapimirim	27 m	R2

6.4 Experimentos

Foram definidos dois experimentos. O primeiro foi utilizado como controle, pois se refere às condições atuais de clima e pode ser avaliado de acordo com dados observados. O segundo corresponde às condições projetadas para o cenário RCP4.5 do AR5 (IPCC, 2013).

6.4.1 Condição atual (Experimento 1)

Neste experimento, a inundação costeira foi simulada considerando as condições atmosféricas e oceânicas atuais. Foi realizada a simulação para os anos de 1995 a 2005 para a grade T1, que utilizou como contorno oceânico e atmosférico os resultados do experimento histórico do HadGEM2-ES, o experimento 3.2 (TAYLOR *et al.*, 2011). O *ensemble* escolhido foi o r4i1p1, que possui como condição inicial o resultado da rodada controle (Experimento 3.1) para o ano de 2009. Esta condição inicial corresponde ao período disponibilizado que possui o maior tempo de integração. Isso ocorre já que a rodada controle corresponde à simulação de condições pré-industriais, que não se alteram ao longo do tempo. Destaca-se que, no período de aquisição dos resultados do modelo, havia somente quatro *ensembles* disponíveis e esses se diferenciavam apenas pelos instantes da rodada controle utilizados na inicialização.

A partir dos resultados obtidos para a grade T1 foi realizado o *downscaling* dos resultados para a grade de maior resolução, T2, considerando o mesmo período de tempo. Em seguida, os resultados obtidos para a grade T2 foram utilizados como condições de contorno para as grades B1 e R1, que respectivamente forneceram os resultados para as grades B2 e R2.

A grade B2, por sua vez, serviu como contorno para a grade BM1, e a grade R2 para as grades RC1, RC2 e RM1 (Tabela 8).

Dessa forma, para a execução deste experimento, foram realizadas dez simulações diferentes, conforme indicado na Figura 28, considerando cinco etapas hierárquicas.

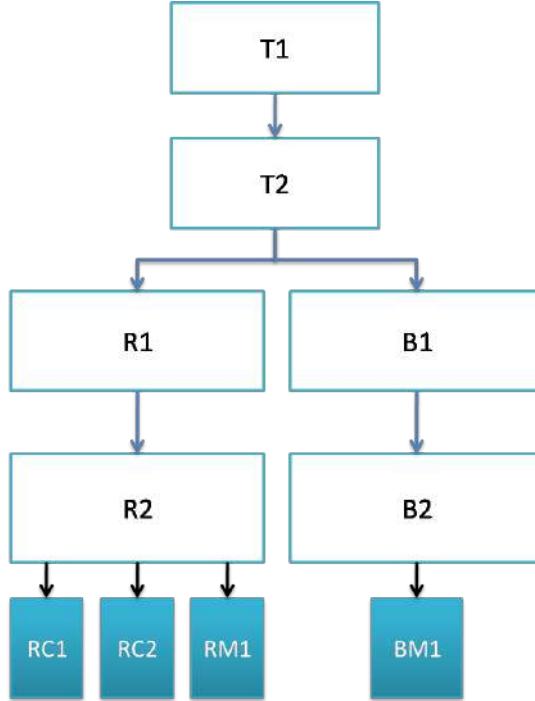


Figura 28: Diagrama de execução e hierarquia das grades numéricas dos experimentos. As setas apontam da grade doadora para a grade recebedora.

6.4.2 Projeções futuras (Experimento 2)

Neste experimento para a análise da inundação costeira, foram consideradas as condições futuras atmosféricas e oceânicas, projetadas de acordo com o cenário RCP4.5 do IPCC. Este cenário foi selecionado já que ele corresponde ao cenário intermediário e foi utilizado para os experimentos de previsões decadais nas simulações realizadas pelo IPCC (TAYLOR *et al.*, 2011). Foi realizada a simulação para os anos de 2090 a 2100 para a grade T1, que utilizou como contorno oceânico e atmosférico os resultados do experimento RCP4.5 obtido com o modelo HadGEM2-ES, o experimento 4.1. O *ensemble* escolhido foi o r4i1p1, que corresponde ao *ensemble* r4i1p1 utilizado no Experimento 1.

O esquema metodológico para a execução deste experimento se baseou em dez simulações diferentes, da mesma forma que foi realizado no Experimento 1 (Figura 28).

6.5 Modelagem computacional

Para a execução dos experimentos, foi realizada a modelagem computacional hidrodinâmica das grades numéricas, que considerou a imposição das condições particulares a cada experimento. A seguir, é feito um breve resumo das configurações aplicadas para as simulações.

6.5.1 Modelo Hidrodinâmico

As simulações foram realizadas sequencialmente, utilizando a abordagem do aninhamento *offline*, seguindo a ordem hierárquica apresentada na Figura 28. Todos os experimentos foram executados em uma plataforma de alto desempenho alocada no LAMCE (Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia), que possui 1 nó de gerência e 8 nós computacionais com 12 processadores cada.

Todos os arquivos de entrada para o modelo hidrodinâmico foram produzidos com o auxílio do pacote de rotinas para o preprocessamento das informações desenvolvido pelo Prof. H. Arango, da *Rutgers University*. Foram então elaboradas rotinas adaptadas para a utilização dos resultados oriundos das simulações do HadGEM2-ES e para a troca de informações entre as grades.

Em cada grade, foram aplicadas configurações específicas que são apresentadas nos tópicos a seguir separadas por etapa hierárquica.

6.5.1.1 Atlântico Sul - T1

Para a modelagem hidrodinâmica na grade T1, o ROMS (versão 3.7) foi configurado em modo baroclínico, considerando o passo de tempo interno de 1200 s e externo de 40 s, com 40 níveis verticais. O tempo de integração do modelo foi de dez anos, para ambos os experimentos, com início em 15 de janeiro de 1995 para o Experimento 1 e em 15 de janeiro de 2090 para o Experimento 2.

A escolha dos esquemas numérico e de fechamento turbulento é fundamental para uma adequada representatividade dos resultados. O esquema numérico afeta a acurácia e eficiência na solução do modelo de equações e o esquema de turbulência tem impacto na mistura e na circulação (BURCHARD *et al.*, 1998; WARNER *et al.*, 2005). Nesta aplicação, foi utilizado um modelo de fechamento turbulento de escala genérica (GLS - *generic length scale*), que emprega um parâmetro genérico ψ na determinação da escala de comprimento da turbulência, a qual, junto à energia cinética turbulenta, é necessária para o fechamento do modelo de equações primitivas do movimento (WARNER *et al.*, 2005). Foram então utilizados os parâmetros específicos descritos em WARNER *et al.* (2005) para que o fechamento seja dado pelo modelo $k-\omega$.

A função de estabilidade usada para o cálculo dos coeficientes de difusividade e viscosidade foi a de Kantha e Clayson (KANTHA e CLAYSON, 1994). Essa combinação foi escolhida, por ter robustez na representação da hidrodinâmica (WARNER *et al.*, 2005) e por ter apresentado os resultados mais consistentes para a grade T1.

Para os traçadores, foi utilizada a mistura horizontal harmônica e o tensor de mistura rotacionado ao longo das superfícies geopotenciais. Essa configuração foi escolhida devido à batimetria da região, que apresenta feições íngremes (Figura 24).

Foram considerados três contornos abertos, o norte, o sul e o leste, onde foram aplicadas as condições de contorno do tipo Chapman para a superfície livre, Flather para o fluxo barotrópico e *Clamped* para o fluxo baroclínico e para temperatura e salinidade (ver Anexo 1). Foi utilizada uma camada de esponja na região próxima a esses limites laterais, a fim de atenuar os distúrbios associados à propagação de ondas dispersivas para fora do domínio, através do aumento dos coeficientes de viscosidade e difusividade nessa região (MARCHESIELLO *et al.*, 2001).

Nos contornos abertos e como condição inicial, foram utilizadas as variáveis do HadGEM2-ES, que correspondem a médias mensais com resolução espacial horizontal de 1°. Os campos de elevação da superfície livre foram obtidos através dos campos de altura da superfície do mar acima do geoide ('zos') corrigidos para um nível de referência baseado no NMM global de 1986 a 2005. Esse NMM foi calculado a partir da 'zos' da rodada histórica do HadGEM2-ES e estimado em 1,8896 m.

Para o cálculo dos fluxos de superfície foi utilizado o método *bulk*. Dessa forma, foram fornecidos os campos médios mensais de ventos a 10 m, o fluxo solar e parâmetros atmosféricos (pressão, temperatura e umidade do ar) do HadGEM2-ES. A partir dessas variáveis, os fluxos entre oceano e atmosfera (fluxo de calor sensível e latente, emissão de ondas longas e tensão do vento sobre a superfície) são calculados segundo FAIRALL *et al.* (1996). A radiação de ondas longas recebida também foi fornecida através dos resultados do HadGEM2-ES e a radiação de ondas longas emitida foi calculada em função da TSM.

O modelo foi configurado de forma que fossem obtidas médias mensais e que os resultados instantâneos fossem armazenados em intervalos diários.

6.5.1.2 Bahia a Rio Grande do Sul - T2

A modelagem hidrodinâmica na grade T2 foi realizada em modo baroclínico, com 40 níveis verticais, considerando o passo de tempo interno de 200 s e externo de 10 s. O tempo de integração do modelo também foi de dez anos, com datas de início iguais às utilizadas para T1.

As configurações utilizadas para T2 foram, em geral, as mesmas utilizadas para T1; contudo, para esta grade de maior resolução, foi utilizado o esquema de

fechamento turbulento de Mellor-Yamada 2.5, bastante utilizado em modelos oceanográficos, associado à função de estabilidade de Kantha e Clayson (KANTHA e CLAYSON, 1994). Essa combinação foi escolhida por ter apresentado os resultados mais consistentes para a grade T2.

Nos contornos abertos (norte, sul e leste) foram aplicadas as condições de contorno do tipo Chapman para a superfície livre, Shchepetkin para o fluxo barotrópico, *Radiational* com *Nudging* para o fluxo baroclinico e para salinidade e temperatura.

Nos contornos abertos e como condição inicial, foram utilizados os resultados obtidos para a grade T1, que correspondem aos campos diários com resolução espacial horizontal de $1/3^\circ$.

Os campos atmosféricos utilizados e o cálculo dos fluxos superficiais nesta grade foram os mesmos que em T1. Adicionalmente, foi considerado o forçante de maré nesta grade, obtido através dos resultados do modelo global de marés do TPXO 7.2. Foram incluídos dez constituintes harmônicos: M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1, Mf, Mm, M4, Ms4 e Mn4 (EGBERT e EROFEEVA, 2002; EGBERT *et al.*, 1994).

O modelo foi configurado de forma que fossem obtidas médias diárias e que os resultados instantâneos fossem armazenados em intervalos diárias. Esse intervalo de tempo foi escolhido para que fosse possível verificar a variação da maré na zona costeira para fins de validação do modelo, como também para que os campos médios diárias pudessem representar as feições de menor frequência a serem transferidas para as subsequentes grades aninhadas.

6.5.1.3 Bahia e Rio de Janeiro - B1 e R1

Para as grades B1 e R1, o ROMS foi configurado em modo baroclinico, em 20 camadas verticais, com passo de tempo interno de 100 s e externo de 3,33 s e tempo de integração de 15 meses. O período de simulação se baseou na qualidade dos resultados obtidos para a grade T2 em comparação aos dados observacionais, cuja análise é descrita no item 6.5.2 e apresentada no Capítulo 7.

Com o objetivo de obter um ano de resultados, considerando-se o possível tempo de *spin-up*⁶ do modelo, o experimento 1 teve início em 01 de outubro de 2002, a fim de obter-se resultados válidos para o ano de 2003. Para que o tempo de *spin-up* não seja uma variável influenciando os resultados entre os experimentos 1 e 2, optou-se por utilizar, como tempo inicial do experimento 2, o mesmo dia de simulação. Assim, como o ano selecionado para o experimento 1 equivale ao 8º ano simulado na grade T2 no experimento 1, o ano escolhido para o experimento

⁶ *spin-up* corresponde ao tempo de aquecimento do modelo, ou seja, o tempo necessário para que ele se torne estável e forneça resultados confiáveis.

2 também foi o 8º ano de simulação na grade T2. Dessa forma, o experimento 2 foi iniciado em 01 de outubro de 2097, para obter resultados válidos para o ano de 2098.

Os resultados médios diários obtidos para a grade T2 foram utilizados como condições inicial e de contorno para as grades B1 e R1. O uso dos resultados médios permitiu a representação dos fenômenos de baixa frequência e que o forçante de maré fosse novamente aplicado em B1 e R1.

Foram utilizados três contornos abertos para B1 (norte, sul e leste) e R1 (oeste, sul e leste), onde foram aplicadas as condição de contorno do tipo Chapman explícito para a superfície livre, Shchepetkin para as velocidades barotrópicas e *Radiational* com *Nudging* para as velocidades baroclínicas, temperatura e salinidade. Os modelos para B1 e R1 foram configurados da mesma forma que a grade T2; entretanto, foi ativada a opção de alagamento e secamento (*wet-dry*), utilizando como profundidade crítica (*Dcrit*) 0,10 m. Os resultados das simulações foram salvos em intervalos horários.

6.5.1.4 Sul da Bahia e BG - B2 e R2

Para as grades B2 e R2, o ROMS foi executado em modo baroclínico e foi configurado da mesma forma que as grades B1 e R1, utilizando 10 níveis verticais. No entanto, o forçante de maré não foi imposto na simulação dessas grades, já que o efeito da maré já está incluído nos resultados de B1 e R1 utilizados como condições inicial e de contorno para as grades B2 e R2, respectivamente. Além disso, foram considerados os fluxos fluviais dos principais cursos d'água presentes nessas grades costeiras (Tabela 9).

Os modelos foram executados por 30 dias e o passo de tempo interno foi de 20 s para ambas as grades, com passo de tempo externo de 1 s para B2 e 2 s para R2. Foram utilizados três contornos abertos para B2 (norte, sul e leste) e R2 (oeste, sul e leste), onde foram aplicadas as condições de contorno do tipo Chapman explícito para a superfície livre e Shchepetkin para as velocidades barotrópicas. Já para as velocidades baroclínicas, temperatura e salinidade, em B2 foi utilizada a condição de contorno do tipo *Radiational* com *Nudging* e em R2 do tipo *Radiational*.

A opção de alagamento e secamento foi ativada com *Dcrit* igual a 0,10 m. O período de modelagem foi determinado de forma a atingir os critérios relacionados à boa performance do experimento 1 para B1 e R1 em relação ao dados observados (ver Capítulo 7) e corresponder a um período de marés equinociais, a fim de observar o efeito das maiores amplitudes de maré. Dessa forma, as simulações hidrodinâmicas nas grades B2 e R2 foram iniciadas em 01 de março de 2003, para o experimento 1, e o mesmo período correspondente no experimento 2, ou seja, 01 de março de 2098.

Os resultados das simulações foram armazenados em intervalos horários.

Tabela 9: Vazão dos rios considerados nas simulações hidrodinâmicas das grades B2, BM1, R2 e RM1 (COPPETEC, 2013; LAMCE, 2013).

Área de estudo	Corpo hídrico	Vazão (m ³ /s)	Grades
1	Rio Una	32,5	B2
	Rio Pardo	58,8	B2
	Rio Jequitinhonha	99,6	B2, BM1
	Canal do Mangue	3,3	R2
	Canal do Cunha	1,439	R2
	Rio Irajá	0,649	R2
	Rio São João de Meriti	3,88	R2
	Rio Sarapuí	3,8	R2
	Rio Iguaçu	12,942	R2
	Rio Estrela	8,145	R2
2	Rio Suruí	1,265	R2
	Rio Iriri	0,2	R2, RM1
	Rio Roncador	2,545	R2, RM1
	Rio Guapimirim	29,34	R2, RM1
	Rio Caceribu	18,037	R2, RM1
	Rio Guaxindiba	0,281	R2, RM1
	Rio Imboacu	0,276	R2

6.5.1.5 Belmonte, Rio de Janeiro, Niterói e APA Guapimirim - BM1, RC1, RC2 e RM1

Para as grades estuarinas, o ROMS foi configurado em modo barotrópico, já que o interesse principal na modelagem dessas regiões foi a inundação costeira e grandes extensões correspondem a áreas sobre o continente (Figuras 25 e 27). A fim de observar o efeito das marés, a partir das análises dos resultados para B2 e R2, foi selecionado um intervalo de 15 dias para simulação, abrangendo um período de quadratura e sizígia, incluindo os instantes em que foram calculadas a maior área inundada e a maior amplitude de maré. Os períodos de modelagem para cada grade são apresentados na Tabela 10. O passo de tempo utilizado foi de 0,5 s, exceto em BM1, cujo passo de tempo foi de 1 s, e os resultados foram salvos a cada 30 min de simulação.

Em todas as grades, foi utilizada a combinação da condição de contorno Chapman explícito e Flather para superfície livre e velocidades barotrópicas, onde foram forçados com os resultados obtidos em B2 e R2. Os contornos abertos podem ser identificados nas Figuras 25 e 27. As vazões dos rios presentes nessas grades também foram consideradas na solução hidrodinâmica, conforme apontado na Tabela

9.

Além da opção de alagamento e secamento, foi ativada a opção que limita a magnitude da tensão no fundo e permite que haja a mudança de direção dos componentes de velocidade junto ao fundo, o que aumenta a estabilidade do modelo, principalmente em regiões rasas.

Para as grades BM1 e RM1, que abrangem áreas com manguezais, adicionalmente foi ativada a opção que considera o coeficiente de arrasto definido pelo usuário para toda a grade, permitindo que este seja dado não somente em função da profundidade local, como é o caso da configuração padrão do ROMS. Essa opção foi ativada já que o fluxo de água em áreas com mangues é afetado pelo atrito com o fundo e pelo arrasto e turbulência causados por troncos e raízes (MAZDA *et al.*, 2005). Dessa forma, o coeficiente de arrasto foi calculado através do coeficiente de Chézy, que é dado em função da rugosidade do fundo e da profundidade (Equação 6.3).

$$C = 18 \cdot \log \frac{6h}{z_0}; \quad (6.3)$$

onde C corresponde ao coeficiente de Chézy, h à batimetria e z_0 à rugosidade do fundo estimada de acordo com o tipo de substrato, seguindo os valores recomendados em ABBOTT e BASCO (1989).

A rugosidade do fundo utilizada para o cálculo do coeficiente de Chézy e o coeficiente de arrasto nas grades numéricas BM1 e RM1 é apresentada na Figura 29.

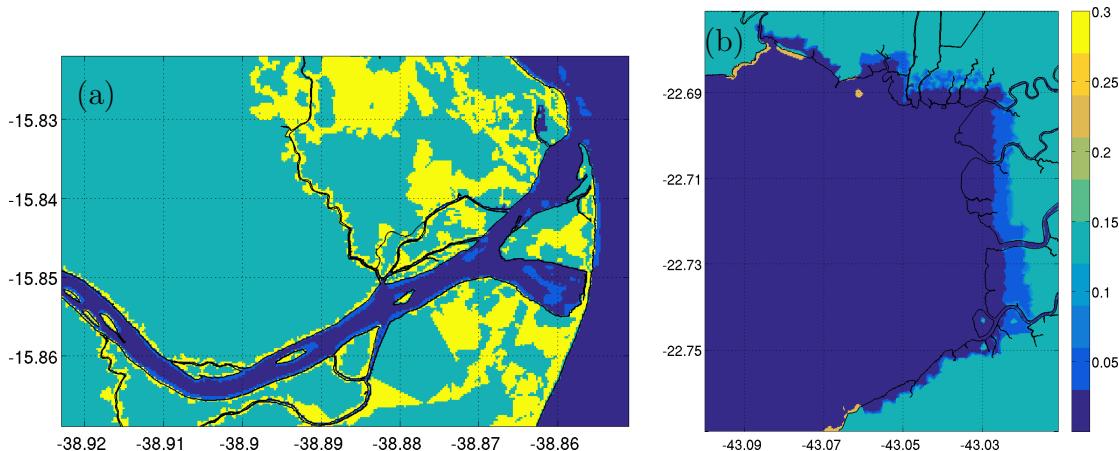


Figura 29: Rugosidade de fundo utilizada nas grades numéricas BM1 (a) e RM1 (b) para o cálculo do coeficiente de arrasto pelo ROMS.

A Tabela 10 apresenta as principais configurações utilizadas nas simulações numéricas dos experimentos 1 e 2.

Tabela 10: Síntese das simulações numéricas realizadas para os dois experimentos.

Grade	Experimento	Período de modelagem	Modo	Wet-dry	Intervalo (saída)
T1	Exp.1	1995 - 2005	Baroclínico	<i>off</i>	diário
	Exp.2	2090 - 2100	Baroclínico	<i>off</i>	
T2	Exp.1	1995 - 2005	Baroclínico	<i>off</i>	diário
	Exp.2	2090 - 2100	Baroclínico	<i>off</i>	
B1	Exp.1	2003	Baroclínico	<i>off</i>	horário
	Exp.2	2098	Baroclínico	<i>off</i>	
R1	Exp.1	2003	Baroclínico	<i>off</i>	horário
	Exp.2	2098	Baroclínico	<i>off</i>	
B2	Exp.1	03/2003	Baroclínico	<i>on</i>	horário
	Exp.2	03/2098	Baroclínico	<i>on</i>	
R2	Exp.1	03/2003	Baroclínico	<i>on</i>	horário
	Exp.2	03/2098	Baroclínico	<i>on</i>	
BM1	Exp.1	10-26/03/2003	Barotrópico	<i>on</i>	30 min
	Exp.2	09-25/03/2098	Barotrópico	<i>on</i>	
RC1	Exp.1	11-27/03/2003	Barotrópico	<i>on</i>	30 min
	Exp.2	09-25/03/2098	Barotrópico	<i>on</i>	
RC2	Exp.1	11-27/03/2003	Barotrópico	<i>on</i>	30 min
	Exp.2	09-25/03/2098	Barotrópico	<i>on</i>	
RM1	Exp.1	11-27/03/2003	Barotrópico	<i>on</i>	30 min
	Exp.2	09-25/03/2098	Barotrópico	<i>on</i>	

6.5.2 Análise dos resultados

Os resultados obtidos com as simulações hidrodinâmicas foram analisados com fins de validação e determinação dos períodos de modelagem das grades de maior resolução, assim como de avaliação dos efeitos das mudanças climáticas na hidrodinâmica e na inundação costeira, além da verificação da vulnerabilidade costeira a essas mudanças.

A Figura 30 apresenta a hierarquia das análises dos resultados, onde observa-se que os resultados do experimento atual são utilizados para a validação e determinação dos períodos de modelagem, seguindo a hierarquia das grades apresentada na Figura 28. Por sua vez, os resultados do experimento futuro são empregados a fim de avaliar os efeitos das mudanças climáticas. Os itens a seguir apresentam os métodos utilizados para cada um desses objetivos.

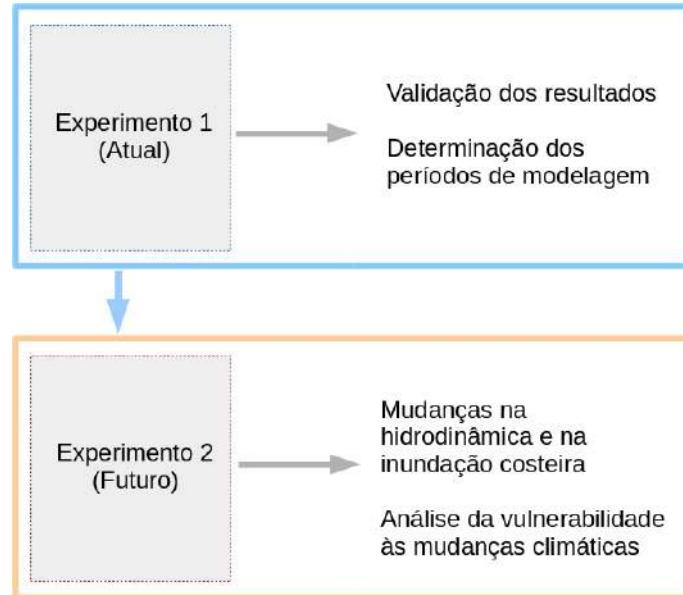


Figura 30: Hierarquia utilizada para a execução dos experimentos 1 e 2 e suas respectivas análises.

6.5.2.1 Validação e determinação dos períodos de modelagem

A fim de verificar a representatividade dos resultados obtidos nas simulações e determinar os períodos de modelagem das grades costeiras, foram realizadas análises sequenciais dos resultados.

Durante a realização do experimento 1, os resultados para cada grade foram avaliados antes de ser iniciada a simulação na grade seguinte, a fim de observar erros numéricos e demais fatores que pudessem influenciar no desempenho da modelagem.

Em geral, os modelos foram comparados com dados observacionais através do cálculo do *bias*, dos erros médios quadráticos (RMSE - *root mean squared error*) e do *misfit*, calculados, respectivamente, como apresentado nas equações 6.4, 6.5 e 6.6.

$$bias = y_t^{obs} - y_t^{mod} \quad (6.4)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (y_t^{obs} - y_t^{mod})^2} \quad (6.5)$$

$$misfit = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N |y_t^{obs} - y_t^{mod}| / erro_t^{obs} \quad (6.6)$$

onde t se refere ao instante no tempo; N ao número de dados/resultados; y^{obs} ao dado observado; y^{mod} ao resultado da modelagem; $erro^{obs}$ ao erro intrínseco à observação.

Para essa validação dos resultados, a CB foi analisada, por se tratar da principal feição oceanográfica presente na área de estudo, além dos campos de temperatura e altura da superfície do mar.

– Corrente do Brasil

Como mencionado no item 5, a origem da CB se dá através da bifurcação do ramo sul da CSE. RODRIGUES *et al.* (2007) estimaram, através de estudos numéricos, que a posição da bifurcação migra sazonalmente em resposta ao forçante do vento, fazendo com que a bifurcação ocorra em latitudes menores durante a primavera/verão e em latitudes mais ao sul durante o inverno no Hemisfério Sul.

Como a bifurcação tem papel fundamental na variabilidade climática, sua posição foi estimada através dos resultados obtidos para as grades T1 e T2. A posição de origem foi estimada através do divergente do campo de velocidades médias para os 100 m mais rasos. Tendo em vista que a variabilidade da bifurcação impacta o transporte da CB, fazendo com que este diminua conforme a bifurcação migra para sul, o transporte de volume da CB também foi calculado.

O transporte foi calculado em uma seção localizada em 22,1°S, seguindo os critérios utilizados em PEREIRA *et al.* (2013). Dessa forma, para o transporte da CB, foram considerados os fluxos dos 500 m mais rasos da coluna d’água, considerando a extensão da costa até a longitude 39°W, com velocidades maiores que 0,02 m/s para sul.

A posição da bifurcação da CSE e o transporte de volume da CB foram verificados e comparados com valores encontrados na literatura.

– Temperatura da superfície do mar

Os campos médios de TSM obtidos para a grade T1 foram comparados com dados de satélite. A base utilizada corresponde ao TSM do *Pathfinder Version 5.0*, fornecido com 0,05° de resolução espacial e um erro associado de 0,3°C, que corresponde ao reprocessamento dos dados globais de TSM do AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) a bordo dos satélites POES (*Polar Operational Environmental Satellites*) da NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Para o reprocessamento desse produto, é usada uma versão modificada do algoritmo não linear de TSM (NLSST), que inclui ajustes com dados *in situ* (KILPATRICK *et al.*, 2001; WALTON *et al.*, 1998).

Apesar da TSM do *Pathfinder* ter espaçamento uniforme, os dados representam uma composição das passagens dos satélites com *flags* aplicados. Dessa forma, para a obtenção de um campo espacialmente completo, foram feitas médias no tempo para cada ponto de grade. Tal procedimento foi efetuado para o período

de 1995 a 2005, também realizado para os resultados do experimento 1 na grade T1 e para os campos climatológicos de TSM do HadGEM2-ES. Para o cálculo do *bias* entre a temperatura observada e modelada, os campos do satélite foram degradados para a resolução da grade T1.

Para verificar a representação da sazonalidade da TSM no experimento 1 e a eficácia na regionalização entre as grades T1 e T2, foram feitas séries temporais de TSM utilizando os dados do *Pathfinder* e os resultados do ROMS para três pontos localizados em áreas distintas. O primeiro localizado próximo à região de origem da CB e adjacente à área de estudo 1 (Ponto A), o segundo localizado próximo à região onde ocorre o meandramento da CB e adjacente à área de estudo 2 (Ponto B) e o terceiro próximo ao limite sul da grade T2 e sob influência das águas oriundas da confluência Brasil-Malvinas (Ponto C) (Figura 31).

Adicionalmente, foram calculados as TSM médias, o *bias*, o RMSE e o *misfit* entre as séries temporais observadas e calculadas em T1 e T2, interpoladas para a resolução da grade T1, considerando os limites da grade T2.

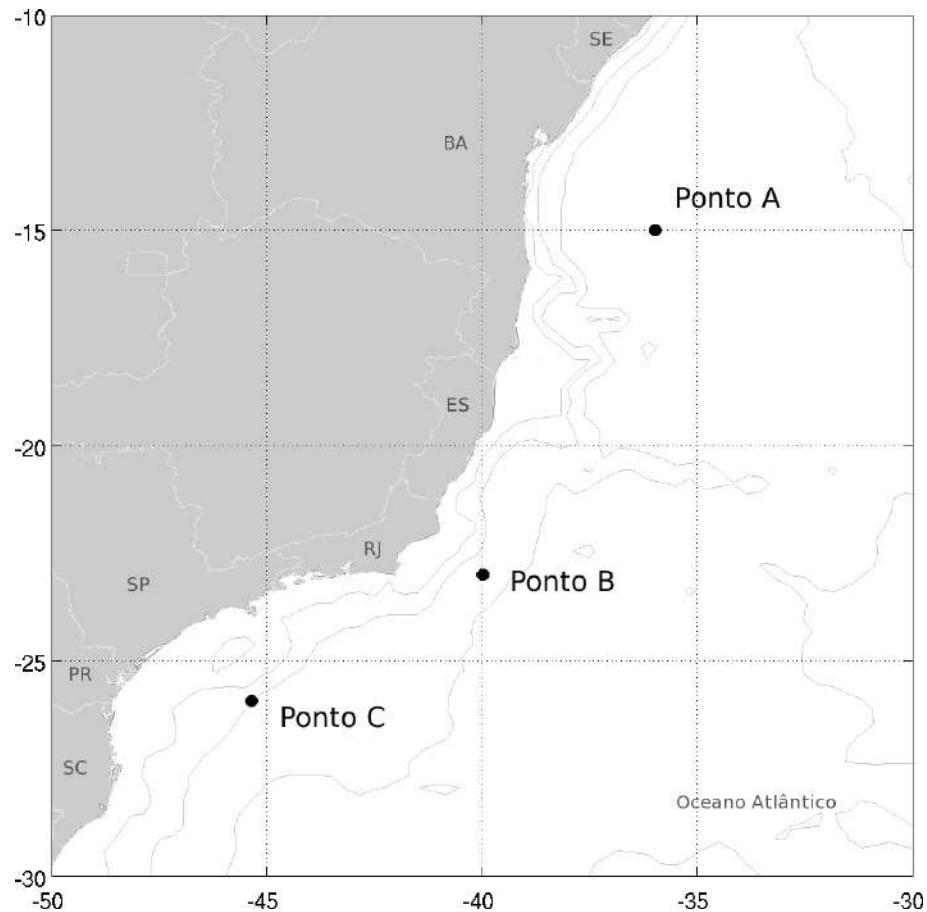


Figura 31: Pontos escolhidos para análise das séries de TSM obtidas com os resultados dos experimentos e os dados do *Pathfinder*.

– Altura da superfície do mar

A elevação da superfície livre foi avaliada na região oceânica em relação aos campos diários de anomalia do nível do mar (SLA, *sea level anomaly*) fornecidos pelo projeto CMEMS (*Copernicus Marine Environment Monitoring Service*). Esse produto (*Global Ocean L4 Gridded Maps*) corresponde à reanálise produzida pelo processamento de dados de multi-missões homogeneizados em relação à missão referência Jason-2. Os campos fornecidos são resultado da interpolação dos dados de altimetria em uma grade com $1/4^\circ$ de resolução horizontal e são calculados considerando uma janela de tempo de seis semanas para frente e para trás no tempo. A SLA é calculada como a diferença entre a ASM (altura da superfície do mar) instantânea e a média temporal, no caso uma média de 20 anos referente ao período de 1993 a 2012 (CMEMS, 2016a).

Os dados observacionais e os resultados do experimento 1 na grade T1 e T2 foram uniformizados para o NM do ano de 1995 (esse período de referência foi utilizado somente para as análises apresentadas neste item correspondentes aos campos de ASM), e para a grade de menor resolução espacial, a fim de permitir o cálculo do RMSE, do *misfit* e do *bias*. Nos resultados do experimento T2, foi aplicado um filtro *Butterworth* passa-baixa, mantendo somente os períodos maiores que 30 dias. Foi retirado o NM de cada ponto de grade, de forma a se obter o campo de SLA, e calculada a média centrada para os resultados em T1 e T2 do experimento 1, considerando a mesma janela de tempo da observação.

Na região costeira, o modelo foi analisado em relação aos dados *in situ* disponíveis. Dentro dos limites geográficos das duas áreas de estudo, somente a estação maregráfica da Ilha Fiscal pôde ser utilizada, pois foi a única com dados disponíveis para o período de 1995 a 2005. A estação da Ilha Fiscal está localizada na BG ($43,17^\circ\text{W}$ e $22,90^\circ\text{S}$, indicada na Figura 32) e faz parte da rede de marégrafos do GLOSS (*Global Sea Level Observing System*) Brasil. A série de elevação é disponibilizada pelo GOOS-Brasil, que é a componente brasileira da OCEATLAN (Aliança Regional para a Oceanografia no Atlântico Sudoeste Superior e Tropical), e corresponde a dados horários para o período de 1963 a 2013.

Para a análise da ASM nesta estação, foi utilizada a série correspondente ao período 1995 a 2005. Os dados foram filtrados para a retirada de valores espúrios, considerados como aqueles com valor absoluto maior que a média dos valores de ASM mais três vezes o desvio-padrão da série. Em seguida, foi feita a interpolação linear da série para que fosse mantido o intervalo temporal de uma hora. A série resultante foi então corrigida para o NMM do período de 1986 a 2005, o mesmo utilizado como referência nos resultados do modelo, calculado a partir da série do próprio dado e estimado em 2,2562 m.

Para a verificação da capacidade do modelo com $1/12^\circ$ de resolução hori-

zontal (T2) em representar a ASM na região costeira, a série de elevação da superfície do mar foi extraída do experimento 1 T2 no ponto de grade mais próximo à localização da estação maregráfica. Foi utilizado um filtro *Butterworth* passa-baixa com período de corte de 6 h para a retirada da alta frequência da série medida, e, como os resultados desse experimento têm resolução diária, as análises a seguir foram realizadas com os instantes diários correspondentes da série observada.

O *bias*, o RMSE e a correlação foram calculados entre as séries diárias observadas e previstas. O *bias* também foi calculado considerando as séries médias em uma janela de tempo de 30 dias.

6.5.2.2 Efeito das mudanças climáticas na hidrodinâmica

De forma geral, as mudanças no regime hidrodinâmico foram verificadas nas grades T1 e T2 comparando os resultados obtidos com os experimentos 1 e 2. As análises foram realizadas em relação ao transporte de volume e posição de origem da CB, à temperatura do mar e ao nível do mar.

Foram identificadas se houve mudanças no transporte de volume da CB, assim como modificações na posição da bifurcação da CSE, calculados da mesma forma apresentada no item 6.5.2.1. Além disso, foram obtidos os campos de correntes em superfície, assim como em 500 m profundidade.

As mudanças na temperatura do mar foram analisadas em superfície através de médias temporais, obtendo-se campos médios de TSM para ambos os experimentos e, através de médias espaciais para a grade T2, obtendo-se séries temporais para todo o período de modelagem, onde também foram aplicadas médias móveis calculadas com base em uma janela de tempo de doze meses. Adicionalmente, as TSM médias foram calculadas por latitude, a fim de verificar se as mudanças ocorrem de forma similar ao longo da costa brasileira. Para isso, foram utilizadas as TSM entre as longitudes 50 e 30°W.

Em profundidade, a temperatura e a salinidade foram verificadas ao longo da seção localizada em 22,1°S, utilizando os resultados em T2 e considerando os perfis entre 34,5°W e 30,0°W. Foram calculados o perfil médio e o desvio-padrão para o experimento histórico e futuro. Na mesma latitude, foram obtidas as seções de temperatura entre 41 e 31°W (limites longitudinais de T2) e foi calculada a anomalia de temperatura, conforme apresentado na equação 6.7.

$$anomalia = y_t^{exp2} - y_t^{exp1} \quad (6.7)$$

onde t se refere ao instante no tempo; y_t^{exp1} ao resultado do experimento 1 (cenário atual); e y_t^{exp2} ao resultado do experimento 2 (cenário futuro).

Para determinar as mudanças no NMM previstas na área costeira, foram

extraídas as séries temporais de elevação da superfície livre (η) modeladas em T2 nos pontos de grade localizados próximo à costa (Figura 32). A fim de analisar somente o efeito das mudanças climáticas no NM local, as séries de η foram tratadas de forma a se obter séries de NMM. Dessa forma, o efeito do barômetro invertido (EBI), calculado conforme a relação apresentada na equação 6.8 (GASPAR e PONTE, 1997), foi removido das séries. Em seguida, a fim de desconsiderar os efeitos relativos às marés e aos ventos, foi aplicado um filtro *Butterworth* passa-baixa com corte em 20 dias. Por fim, a sazonalidade foi removida.

$$EBI = \frac{-100 \cdot (p - p_o)}{\rho g} \quad (6.8)$$

onde p se refere à pressão no nível do mar (mbar); p_o à p média; ρ à densidade da água ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$); g à aceleração da gravidade ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$).

Os valores médios e os desvios-padrão foram então calculados para toda a área costeira em T2 e para os pontos localizados na região das áreas de estudo 1 e 2 (Figura 32). A partir desses resultados, as taxas de subida do nível do mar foram calculadas para os períodos entre 1995 e 2005, 2090 e 2100 e 1995 a 2100.

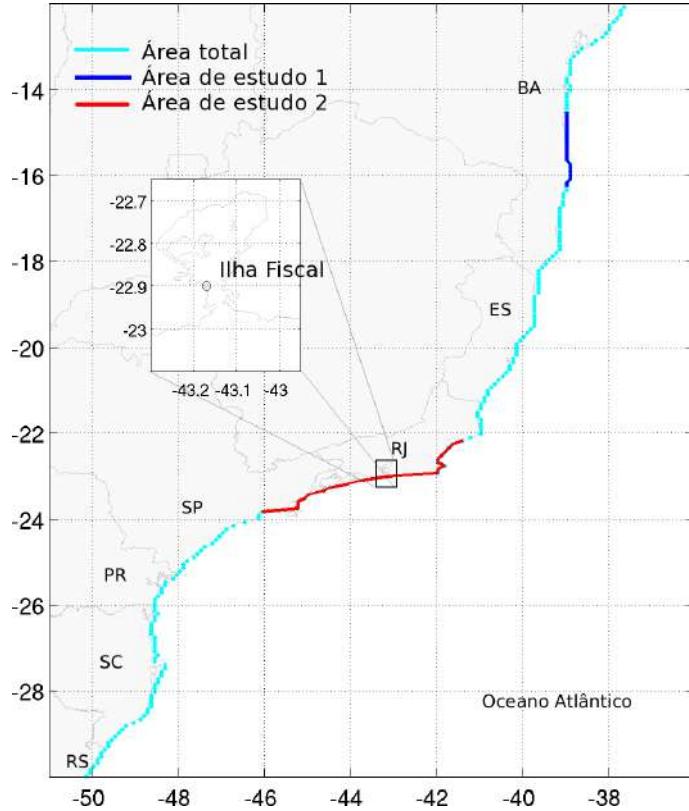


Figura 32: Localização dos pontos de grade utilizados para a extração das séries temporais de η para o cálculo do NMM, em azul claro, descrito no item 6.5.2.2. A região em vermelho e azul escuro apresentam, respectivamente, os pontos utilizados para o cálculo do NMM nas áreas de estudo 1 e 2. Em destaque, é apresentada a localização da estação maregráfica da Ilha Fiscal utilizada nas análises descritas no item 6.5.2.1.

6.5.2.3 Efeito das mudanças climáticas na inundação costeira

O efeito das mudanças climáticas na inundação costeira foi verificado através das alterações na extensão das áreas sob alagamento costeiro e na permanência do alagamento ao longo do tempo nas áreas de estudo. Para tal, foram utilizadas as máscaras de alagamento e secamento (*wet-dry mask*) calculadas em cada experimento. Conforme apresentado no item 6.1.2, através dessa máscara é possível verificar as células consideradas 'molhadas' a cada passo de tempo e a cada instante salvo no arquivo de resultados.

Dessa forma, foram calculados os tempos de permanência do alagamento em relação ao tempo total de simulação em cada célula das grades de maior resolução espacial, considerando os resultados dos experimentos 1 e 2, assim como a extensão da área inundada. Adicionalmente, a fim de verificar como essas alterações poderiam afetar os manguezais presentes nas grades numéricas RM1 e BM1, foi calculada a potencial perda do ecossistema conforme apresentado no item a seguir.

– Efeitos em manguezais

A disponibilidade de sedimentos para possibilitar a acresção vertical das áreas alagáveis, como os manguezais, foi parametrizada de acordo com a Equação 6.9 (NICHOLLS *et al.*, 1999).

$$RSLR^* = \frac{RSLR}{AM} \quad (6.9)$$

onde $RSLR^*$ se refere à subida crítica do NM relativo; $RSLR$ à taxa de subida do NM (m/século); AM à altura média de marés de sizígia (m).

Essa parametrização implica que áreas com menor amplitude de marés são mais vulneráveis à subida do NM do que as áreas com maior amplitude, considerando condições iguais. Tendo em vista um valor crítico de subida do NM, $RSLR_{crit}^*$, para os ecossistemas em questão, é possível estimar que tipo de resposta esses irão apresentar em termos de acresção vertical, conforme apresentado na Tabela 11. Dessa forma, a partir da relação entre a taxa de acresção vertical estimada e a subida do NM, é possível inferir se o ecossistema se adaptará naturalmente ou se haverá perdas devido à submersão das áreas de mangues.

De acordo com NICHOLLS *et al.* (1999), valores críticos apropriados podem ser encontrados na literatura, apesar das incertezas inerentes à quantificação dessa resposta. No entanto, os autores consideram que os valores críticos estejam dentro da margem de 0,18 a 0,50.

Na presente tese, os valores de $RSLR_{crit}^*$ foram calculados com base nas taxas de subida do NM encontradas na literatura. MESQUITA *et al.* (2014) estimaram uma tendência de subida do NM de 0,3-0,4 m por século na costa brasileira ao longo do último século através de séries de marégrafos. Considerando as alturas médias de sizígia de 2,3 m e 1,25 m para as áreas de estudo 1 e 2 (calculadas a partir dos resultados em B2 e R2 no Experimento 1), respectivamente, o $RSLR_{crit}^*$ utilizado para as análises na presente tese é de 0,13 a 0,17 na área de estudo 1 e de 0,24 a 0,32 na área de estudo 2. Esses valores são compatíveis com os apontados por NICHOLLS *et al.* (1999).

Tabela 11: Tipos de respostas dos manguezais à subida do NM (NICHOLLS *et al.*, 1999).

Condição	Significado	Resposta do ecossistema
$RSLR^* \leq RSLR_{crit}^*$	Acresção vertical é maior ou igual à subida do NM	Não há perda de área
$RSLR^* > RSLR_{crit}^*$	Acresção vertical é menor que a subida do NM	Perda total ou parcial
$RSLR^* > RSLR_{crit}^* + 1$	Acresção vertical é muito menor que a subida do NM	Perda total, exceto se houver espaço para acomodação lateral.

6.5.2.4 Análise de vulnerabilidade costeira

A vulnerabilidade costeira na presente tese foi avaliada através de índices. Primeiro, a região da costa brasileira compreendida na grade numérica T2 foi avaliada quanto à vulnerabilidade costeira à subida do NM. Em seguida, as duas áreas de estudo foram avaliadas em relação à vulnerabilidade costeira à inundação. As abordagens metodológicas escolhidas são apresentadas nos itens a seguir.

– Vulnerabilidade costeira às mudanças climáticas

A vulnerabilidade dos ambientes costeiros tem sido quantificada em alguns estudos de forma relativa, considerando informações básicas sobre a linha de costa, através de índices de vulnerabilidade costeira (IVC). Em geral, para o cálculo do IVC, são utilizadas como base as características geomorfológicas e físicas da zona costeira, às quais são atribuídos pesos e classificações. A partir disso, a linha de costa é seccionada e é atribuído um valor de risco associado a cada variável para cada seção.

Para o presente estudo, a vulnerabilidade da costa à subida do NM foi calculada com base nas variáveis físicas, de forma a possibilitar a integração entre a modelagem hidrodinâmica e a avaliação da vulnerabilidade. Com isso, os IVC encontrados na literatura, como em ADDO (2013); GORNITZ *et al.* (1994); SHAW *et al.* (1998); THIELER e HAMMAR-KLOSE (1999, 2000a,b), foram adaptados e algumas escalas foram modificadas para valores mais apropriados para a costa brasileira. A Tabela 12 apresenta a classificação e as variáveis utilizadas na presente tese. A taxa de subida do NM representa a taxa esperada de subida do início para o final do século. A altura de marés representa a capacidade do ambiente em se adaptar à taxa de subida do NM. A deriva litorânea reflete o potencial do ambiente em reter sedimentos, e a altura de ondas, além da capacidade de remoção de sedimentos, relaciona-se ao maior potencial de elevação de nível de água.

Tabela 12: Classificação utilizada para o cálculo do índice de vulnerabilidade costeira (IVC) .

Variável \ Risco	Muito baixo	Baixo	Médio	Alto	Muito alto
	<2,5	2,5 a 5,0	5,0 a 7,5	7,5 a 10	>10,0
Taxa de subida do NM (mm/ano)	<2,5	2,5 a 5,0	5,0 a 7,5	7,5 a 10	>10,0
Altura de maré (m)	>6	4 a 6	2 a 4	1 a 2	<1
Deriva litorânea (adimensional)	≤ 1	1 a ≤ 2	2 a ≤ 4	4 a ≤ 7	>7
Altura significativa de onda (m)	<1	1 a <1,5	1,5 a <2	2 a <2,5	>2,5
Valor de risco (v)	1	2	3	4	5

A partir da classificação apresentada na Tabela 12, é atribuído um valor de risco para cada variável considerada, e o IVC global, que agrupa todas as variáveis, é calculado de acordo com a Equação 6.10.

$$IVC = \sqrt{\frac{(v_{NM} \cdot v_{AM} \cdot v_{DL} \cdot v_{HS})}{4}} \quad (6.10)$$

onde v_{NM} é o valor de risco associado à taxa de subida do NM; v_{AM} à altura de maré; v_{DL} à deriva litorânea potencial; v_{HS} à altura significativa de onda.

Para a determinação do IVC, a taxa de subida do NM foi calculada da mesma forma apresentada no item 6.5.2.2 e a altura de marés foi calculada com base nos valores mínimos e máximos de η , ambas utilizando os resultados da grade numérica T2. As demais variáveis foram calculadas e parametrizadas de acordo com a literatura.

A deriva litorânea depende da energia e da direção de ondas que se aproximam da costa. Dessa forma, para o cálculo do índice proposto, essas duas informações são contabilizadas; contudo, a altura significativa também foi utilizada separadamente pois ela soma outros efeitos além do deslocamento de sedimentos, como, por exemplo, o aumento do nível de água e a maior inundação costeira.

Tanto a altura significativa quanto a direção média das ondas na costa brasileira foram obtidas através do clima de ondas apresentado por PIANCA *et al.* (2010) com base em 11 anos, de janeiro de 1997 a dezembro de 2007, de resultados da reanálise do NWW3 (NOAA *Wave Watch-III*).

A potencial deriva litorânea foi calculada com base no ângulo de incidência das ondas em relação à orientação da costa. A orientação da costa foi calculada de acordo com a interface terra-água da grade numérica utilizada no ROMS. Para tal,

foi feita a varredura latitudinal e longitudinal dessa interface, obtendo-se assim, três tipos de orientação no litoral brasileiro: norte-sul, oeste-leste e sudoeste-nordeste. Com essa orientação da linha de costa, foi então calculado o ângulo (α) de incidência das ondas em relação à costa.

Como, à energia constante, o maior potencial de deriva resulta das ondas que formam um ângulo de 45° com a costa, pode-se considerar que a intensidade da deriva é proporcional a α . Levando-se em conta que a energia de onda é diretamente proporcional ao quadrado da altura de onda, obtém-se a relação apresentada na Equação 6.11 (SIEGLE e ASP, 2007).

$$DL = \operatorname{seno}(\alpha) \cdot \operatorname{cosseno}(\alpha) \cdot Hs^2 \quad (6.11)$$

onde DL é um fator de intensidade da deriva litorânea; α é o ângulo formado entre a direção de propagação da onda e a linha de costa; Hs é a altura significativa de onda.

O cálculo do IVC proposto foi automatizado em rotinas Matlab e foi aplicado para toda a extensão da costa brasileira, representada na grade T2.

Os valores de IVC foram então divididos em classes de vulnerabilidade, com base nos valores máximos possíveis para cada variável utilizada. A vulnerabilidade da linha de costa foi definida como muito baixa, baixa, média, alta e muito alta de acordo com a Tabela 13.

Tabela 13: Classificação da vulnerabilidade de acordo com o IVC (índice de vulnerabilidade costeira) proposto.

Vulnerabilidade	IVC
Muito baixa	0,5
Baixa	0,5 a 2,0
Média	2,0 a 4,5
Alta	4,5 a 8,0
Muito alta	>8,0

– Vulnerabilidade costeira à inundaçāo

Os índices de vulnerabilidade costeira à inundaçāo (IVCI) têm sido utilizados como um método consistente para a caracterização da vulnerabilidade em diferentes regiões, englobando as abordagens puramente quanto ao aspecto físico e quanto aos aspectos econômicos e sociais (BALICA *et al.*, 2012).

O índice de vulnerabilidade costeira à inundaçāo desenvolvido nesta tese foi idealizado a partir dos índices encontrados na literatura, como os desenvolvidos por BALICA *et al.* (2012) e SEBALD (2010). O índice de SEBALD (2010) cor-

responde a um índice integrado (IFVI, *Integrated Flood Vulnerability Index*), que inclui componentes sociais, econômicos, ecológicos e físicos. A ideia do índice proposto nesta tese surgiu do componente físico considerado por SEBALD (2010). O autor tomou como ponto de partida para a análise da inundação um evento extremo observado em sua área de estudo e as possíveis extensões em área oriundas de um aumento contínuo no volume de água.

A partir disso, com base nos resultados em termos de inundação costeira e de mudanças hidrodinâmicas nas áreas de estudo obtidos na presente tese, o índice proposto é baseado na componente física da inundação costeira. O índice se vale da área máxima inundada no experimento 1, considerada como um evento extremo de inundação costeira em condições climáticas atuais. Primeiramente, foram calculados os tempos de permanência do alagamento em cada ponto de grade para cada experimento. A partir disso, foi obtido o aumento percentual no tempo de inundação em cada célula de grade, em relação ao Experimento 1.

Como a vulnerabilidade também é dada em função da resiliência da costa em suportar as mudanças previstas, o IVCI proposto também considerou a altura de marés no local. Com efeito, áreas com maior amplitude são mais resilientes por já estarem adaptadas a maiores oscilações de nível, além de apresentarem maiores extensões em áreas sujeitas a alagamentos e ainda ambientes de transição, que fornecem proteção à costa. A altura das marés foi calculada em cada ponto de grade através da diferença entre os níveis máximos e mínimos observados no experimento 1.

O índice de vulnerabilidade costeira à inundação foi calculado de acordo com a Equação 6.12, utilizando a mesma metodologia aplicada para o índice de vulnerabilidade à subida do NM (IVC) e a classificação apresentada na Tabela 14.

Tabela 14: Classificação utilizada para o cálculo do índice de vulnerabilidade costeira à inundaçāo (IVCI).

Variável	Risco				
	Muito baixo	Baixo	Médio	Alto	Muito alto
Altura de maré (m)	>6	4 a 6	2 a 4	1 a 2	<1
Tempo de alagamento futuro (%)	≤ 25	$25 \text{ a } \leq 50$	$50 \text{ a } \leq 75$	$75 \text{ a } \leq 90$	>90
Aumento no tempo de alagamento (%)	<0	$0 \text{ a } <10$	$10 \text{ a } <50$	$50 \text{ a } <75$	>75
Valor de risco (v)	1	2	3	4	5

$$IVCI = \sqrt{\frac{(v_{AM} \cdot v_{IN_{anomalia}} \cdot v_{IN_{exp2}})}{3}} \quad (6.12)$$

onde v_{AM} é o valor de risco associado à altura de maré; $v_{IN_{anomalia}}$ à anomalia do tempo de inundaçāo entre os experimentos 1 e 2; $v_{IN_{exp2}}$ ao tempo que as células permanecem alagadas no experimento 2.

Os valores de IVCI encontrados foram classificados da maneira apresentada na Tabela 13.

Capítulo 7

Resultados

Neste capítulo, primeiro são apresentados os resultados das simulações realizadas para a regionalização no experimento 1 utilizando os campos históricos atmosféricos e oceânicos do HadGEM2-ES nas grades T1 e T2. Em seguida, são apresentadas as diferenças observadas nos experimentos 1 e 2 em relação à hidrodinâmica e, depois, são exibidos os resultados relativos à inundação costeira prevista para as duas áreas de estudo. Por último, é feita então uma avaliação da potencial alteração na vulnerabilidade costeira em decorrência das alterações observadas devido às mudanças climáticas nas regiões em questão.

7.1 Regionalização do HadGEM2-ES

A seguir, são apresentadas as comparações realizadas entre os resultados do experimento 1 para as grades T1 e T2 e os dados observacionais.

As análises foram realizadas a fim de verificar se as configurações computacionais utilizadas eram estáveis e capazes de representar a dinâmica espacial e temporal das principais feições oceanográficas na região de estudo, possibilitando, assim, a realização das simulações do experimento 2, e de determinar os melhores períodos para a realização dos aninhamentos, conforme os critérios apresentados no item 6.5.2.1.

Além disso, foi verificado se houve um ganho sucessivo de representatividade nas soluções obtidas com o aumento na resolução espacial das grades.

7.1.1 Corrente do Brasil

A CB é formada pelo fluxo para sul gerado pela bifurcação da CSE. Sua região de formação vem sendo investigada ao longo dos anos, através de dados observacionais e estudos numéricos. RODRIGUES *et al.* (2007) realizaram um estudo acerca da formação da CB e, através do uso de modelagem computacional, verifi-

caram que a bifurcação próximo à superfície ocorre de 10 a 14°S, ao considerar a média anual.

Os mesmos autores destacaram a variabilidade da posição da bifurcação, principalmente nos primeiros 400 m de coluna d'água, relacionando essa característica ao forçante local do vento. A posição mais ao norte identificada por RODRIGUES *et al.* (2007) ocorreu em novembro, enquanto que a mais ao sul, em julho. Nos primeiros 200 m, considerando os resultados dos experimentos realizados pelos autores, a CB se origina entre 13 e 17° S. Nos primeiros 100 m, também de acordo com estudos numéricos, a bifurcação da CSE ocorre entre 10 e 18° S (STRAMMA e ENGLAND, 1999).

Na Figura 33 é possível verificar a posição da bifurcação do ramo sul da CSE estimada no experimento 1 para as grades T1 e T2, nos primeiros 100 m. Observa-se a grande variabilidade da posição ao longo dos dez anos de integração, com a posição média de origem da CB em 13,22° S considerando os resultados da grade T1 e 14,82° S para T2. Foi observada a sazonalidade da bifurcação, em correspondência ao verificado na literatura, com posições mais ao norte durante os meses de verão e mais ao sul durante os meses de inverno.

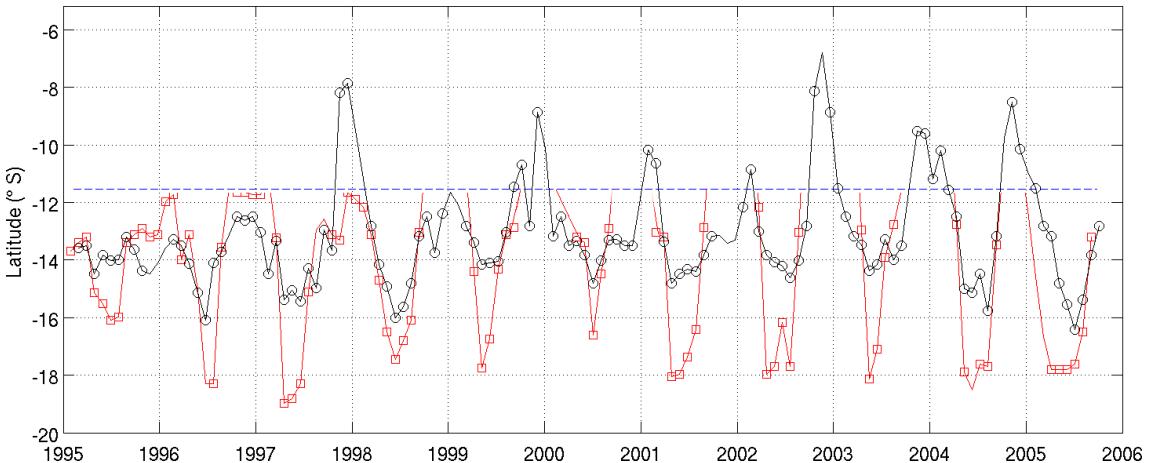


Figura 33: Latitude de origem da Corrente do Brasil estimada no experimento 1 para as grades T1 (preto) e T2 (vermelho). A linha azul tracejada indica o limite norte da grade T2.

Nota-se que, apesar de ser observado o mesmo comportamento quanto à origem da CB em ambas as grades, a CB foi originada em posições mais ao sul em T2 durante os períodos de inverno. Durante o verão, no entanto, em geral não foi possível identificar a posição de origem da CB na área da grade T2, indicando que esta se originou ao norte da latitude limite de 11,54° S. As diferenças observadas entre as duas grades, no entanto, não necessariamente indicam que a regionalização resultou em diferentes padrões de origem da CB, mas pode ser resultante de erros associados ao método de detecção dessa posição.

Em relação ao transporte de volume da CB, na Figura 34 é possível verificar a variação do transporte ao longo dos dez anos de modelagem para as grades T1 e T2, na seção localizada na latitude 22,1°S. Nota-se que a variabilidade é representada com o mesmo comportamento em ambas as grades; no entanto, durante o período entre o final do ano de 1997 e o começo de 2001, o transporte em T2 é maior que em T1.

A mesma seção latitudinal foi analisada por PEREIRA *et al.* (2013) considerando os resultados de nove anos de modelagem com o ROMS e a climatologia do modelo global OCCAM (*Ocean Climate Circulation Advanced Modelling*). Para o período de 2000 a 2009, os autores estimaram o transporte médio da CB em $-5,27 \pm 1,58$ Sv. No presente estudo, o transporte médio entre 1995 e 2005 foi estimado em $-4,76 \pm 3,51$ Sv para T1 e $-4,48 \pm 2,62$ Sv para T2.

No entanto, apesar de o presente trabalho ter identificado menor transporte médio que o identificado por PEREIRA *et al.* (2013), na literatura, através de dados coletados ou estudos numéricos, são encontrados outros valores calculados para a mesma região. CIRANO *et al.* (2006) estimaram em -3,0 Sv o transporte da CB na mesma seção, baseando-se na contribuição da AT e ACAS e os resultados do OCCAM. RODRIGUES *et al.* (2007) verificaram o transporte na faixa de -5 a -7 Sv, aproximadamente, com o transporte mínimo ocorrendo durante os meses de inverno. A média encontrada pelos autores foi de -6,0 Sv.

Já para a região entre 21 e 23°S, os valores estimados variam de -4,4 a -5,4 Sv (EVANS *et al.*, 1983; SIGNORINI, 1978; SILVEIRA *et al.*, 2004). Com isso, observa-se que os valores estimados no presente estudo encontram-se próximos daqueles apresentados na literatura, além de representar de forma adequada a sazonalidade do transporte de volume pela CB, com seu máximo durante os períodos de verão.

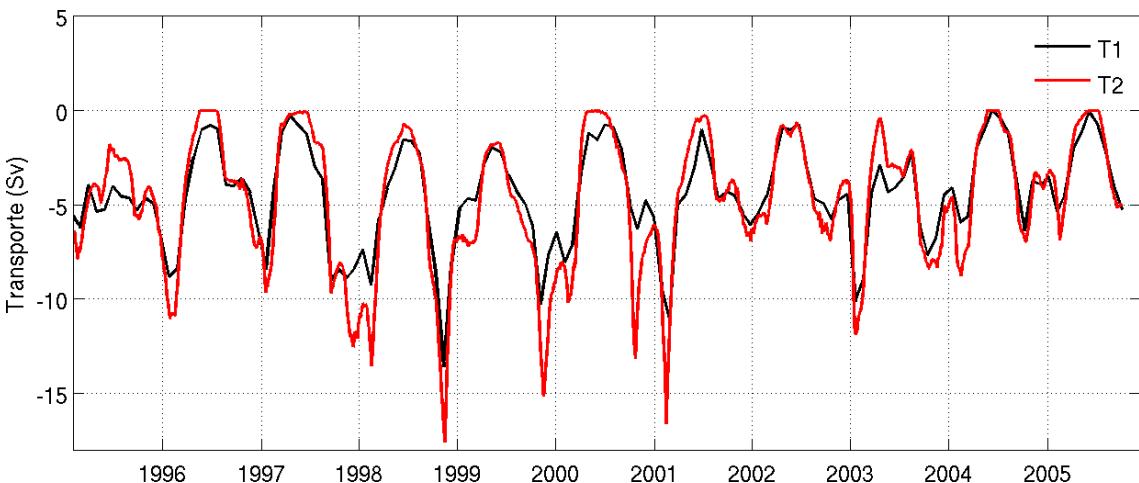


Figura 34: Série temporal do transporte da Corrente do Brasil ao longo de 22,1°S estimado no experimento 1 para as grades T1 (preto) e T2 (vermelho).

A partir dos resultados para T1 e T2, a CB, em termos de transporte e posição de origem, foi caracterizada no experimento 1 de forma adequada e a síntese dos resultados é apresentada na Figura 35.

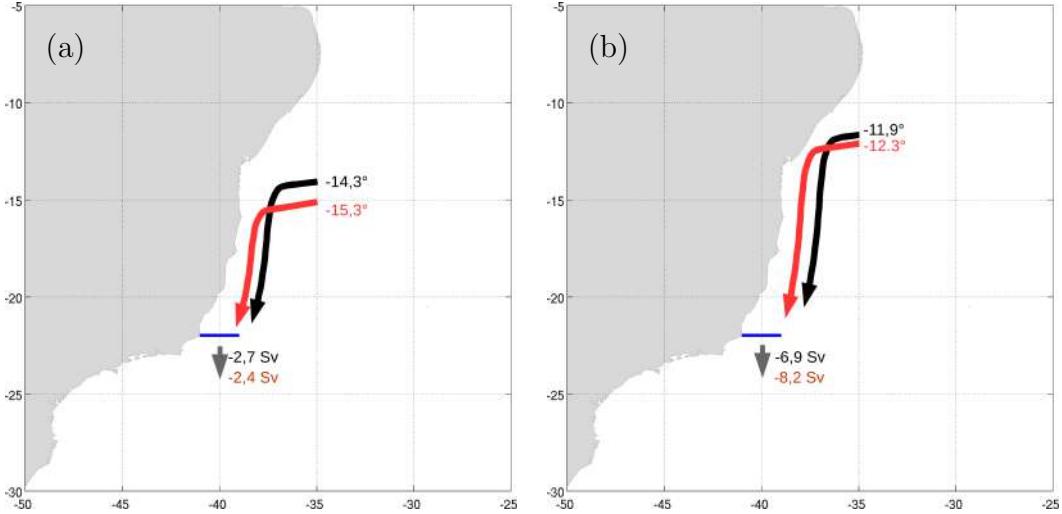


Figura 35: Transporte integrado até 500 m e posição de origem da Corrente do Brasil médios estimados no experimento 1 para as grades T1 (preto) e T2 (vermelho) durante os períodos de inverno (a) e verão (b). A linha azul marca a posição da seção utilizada para o cálculo do transporte de volume.

7.1.2 Temperatura da superfície do mar

Os campos de TSM obtidos para a grade T1 se mostraram satisfatórios quando comparados com os dados de satélite do POES. Na Figura 36, onde está representada a TSM média para os dez anos entre 1995 e 2005, é possível observar o mesmo padrão de distribuição de temperatura, apesar de serem observadas temperaturas mais altas do que o previsto pelo modelo, principalmente nas menores latitudes. Também houve uma subestimação da intrusão de águas mais frias junto à costa no limite sul da área de estudo.

Essas diferenças, no entanto, são esperadas, já que a resolução horizontal do modelo é sete vezes menor que a resolução do dado e que os forcantes oceânicos correspondem à climatologia mensal do HadGEM2-ES com resolução horizontal de 1°. Através dos campos do *bias*, é possível verificar que os erros no cálculo da TSM são oriundos dos erros associados ao modelo do HadGEM2-ES (Figura 37) e que o *downscaling* propiciou uma melhoria na solução da TSM na região costeira, principalmente.

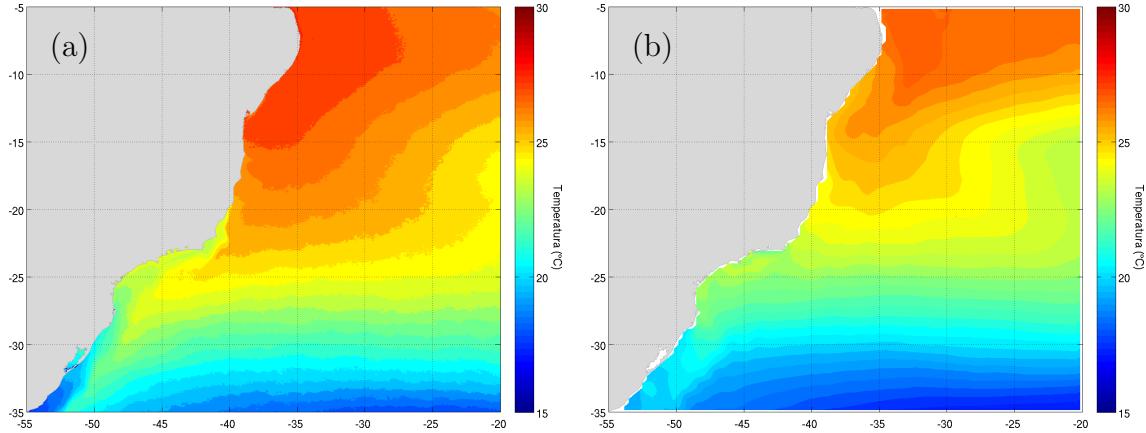


Figura 36: Temperatura superficial média do mar para o período de 1995 a 2005 (a) observada e (b) modelada para a grade T1.

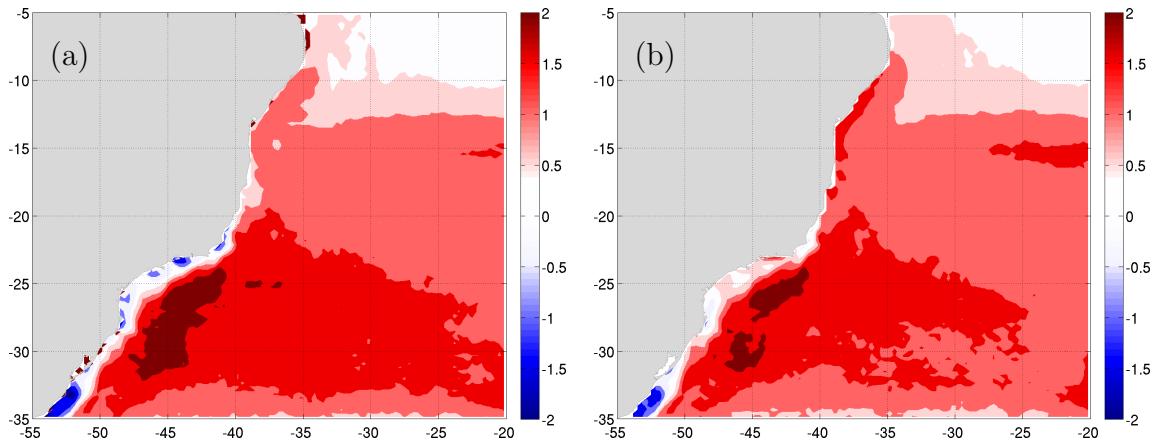


Figura 37: Anomalia da temperatura média do mar, em graus Celsius, para o período de 1995 a 2005 entre os dados observados e o resultado do HadGEM2-ES (a) e o resultado da grade T1 (b).

Na Figura 38 estão representadas as séries de TSM para três pontos escolhidos, de forma a verificar a representação de feições oceanográficas ao longo da costa. O primeiro ponto (A) possibilita a visualização da região de origem da CB (próximo à área de estudo 1); o segundo ponto (B), a influência do meandramento da CB (próximo à área de estudo 2) e o terceiro ponto, a influência das águas mais frias provenientes da região sul. Nos três pontos, cuja localização é apresentada na Figura 31, é possível verificar que a variabilidade anual da TSM é representada de forma satisfatória; entretanto, observa-se que há uma subestimação da TSM pelos modelos principalmente no ponto B, cuja posição está mais próxima à área de estudo 2.

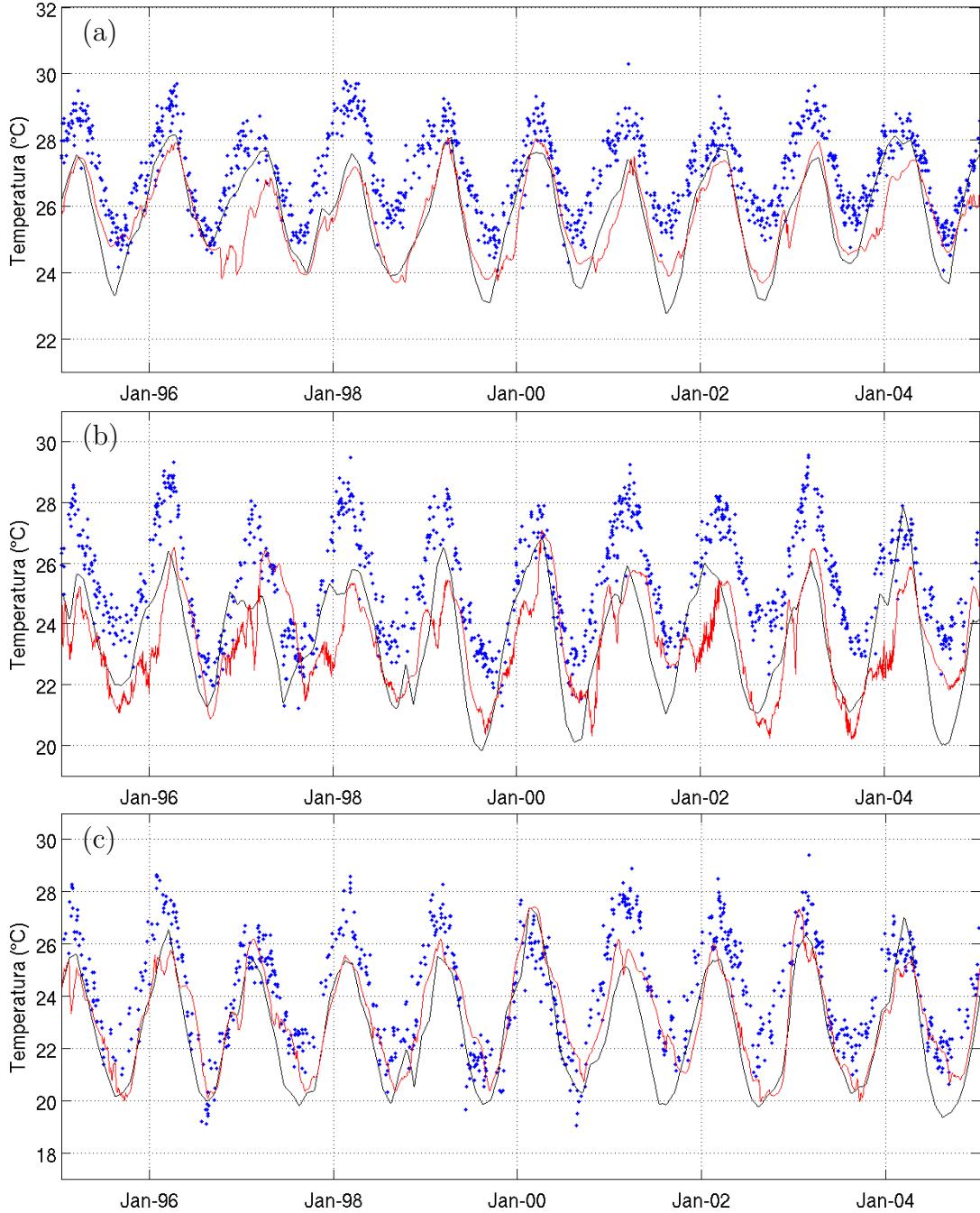


Figura 38: Temperatura superficial média do mar para o período de 1995 a 2005 observada pelo *Pathfinder* (pontos azuis) e modelada para a grade T1 (linha preta) e T2 (linha vermelha), nos pontos A (a), B (b) e C (c), indicados na Figura 31.

De certa forma, a subestimação da temperatura apresentada nos modelos indica que os efeitos das mudanças climáticas possivelmente estão sendo subestimados pelo HadGEM2-ES, já que a temperatura do oceano tem influência direta na ASM e já que o mesmo padrão de observação do erro é obtido com os resultados do *Hadley Centre* e com os resultados com o ROMS. De acordo com os resultados de CAVALCANTI e SHIMIZU (2012), a solução do HadGEM2-ES apresenta erros sistemáticos na temperatura do ar próximo à superfície na região de estudo, prin-

cipalmente de março a agosto, apesar da sazonalidade ser bem representada. Essa subestimação na temperatura do ar influencia na TSM e, conforme já observado por BOPP *et al.* (2013), ocasiona a subestimação pelo HadGEM2-ES da TSM na costa brasileira.

Na Figura 39, é apresentado o RMSE médio da TSM calculado nos experimentos em T1 e T2, porém considerando somente a região da grade T2 e resultados interpolados para a resolução de T1. Através das médias para toda a grade, não é possível verificar uma clara melhoria com o *downscaling* obtido no ROMS, porém observa-se que, principalmente nos meses de inverno, o erro é maior em T1, indicando que a modelagem em T2 forneceu uma melhor previsão da TSM durante esse período.

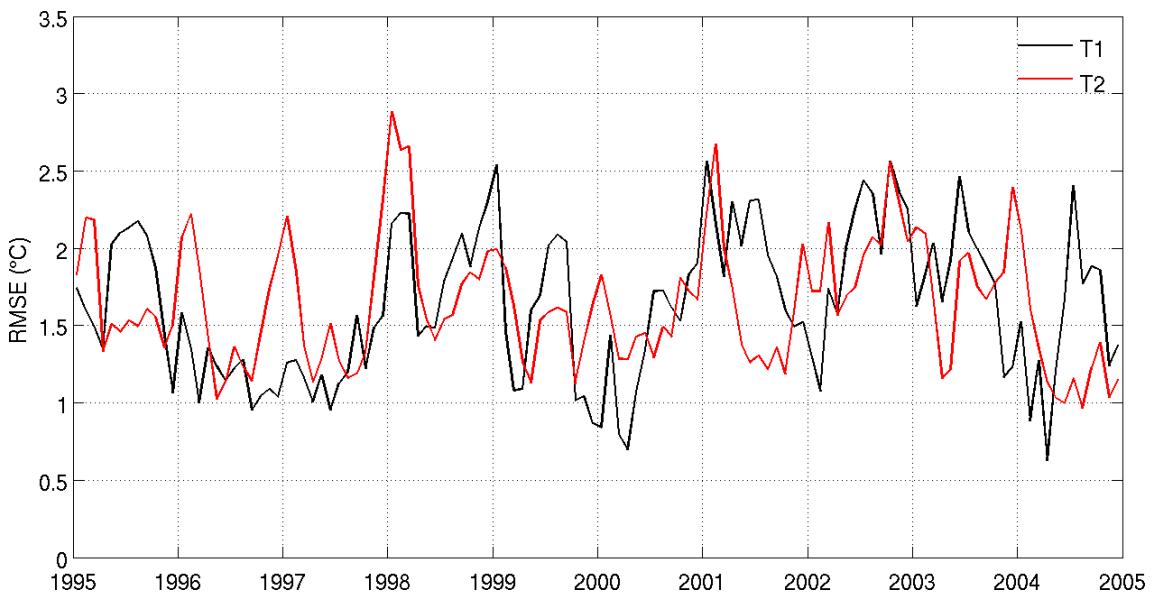


Figura 39: Erro médio quadrático (RMSE) de TSM para o período de 1995 a 2005 entre a TSM do POES e os resultados para a grade T1 (preto) e T2 (vermelho), médio para a região da grade T2.

As temperaturas superficiais médias para a região da grade T2 mostradas na Figura 40 indicam que as temperaturas calculadas em T2 são mais altas que em T1, se aproximando dos valores observados, refletindo em um maior ajuste, ou seja, um menor *misfit*. Através da série do *misfit*, observa-se que o melhor desempenho de T2 se dá principalmente durante a ocorrência dos mínimos de temperatura. As temperaturas médias para todo o período foram de 25,12° C, de acordo com os dados do satélite, e de 23,85 e 24,10° C, conforme os resultados da modelagem para T1 e T2, respectivamente.

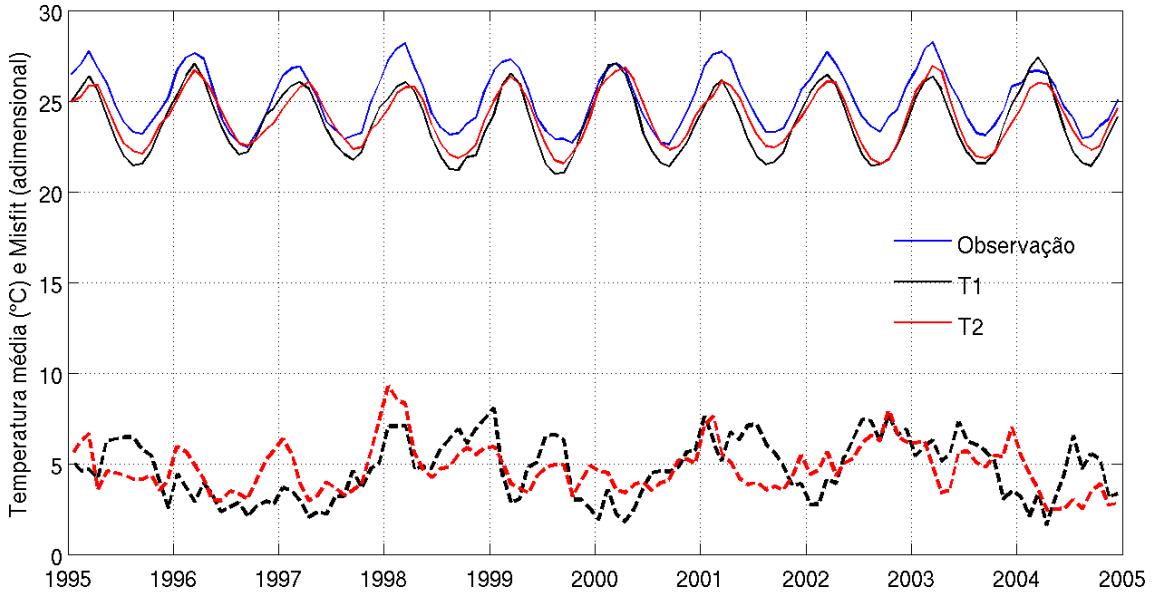


Figura 40: TSM média para o período de 1995 a 2005 (linhas inteiras) e *misfit* (linhas tracejadas) entre a TSM do POES (azul) e os resultados para a grade T1 (preto) e T2 (vermelho), médio para a região da grade T2.

7.1.3 Altura da superfície do mar

A Figura 41a representa o campo médio da SLA para o período de 1995 a 2005 da reanálise do CMEMS (CMEMS, 2016a). É possível observar que, através do campo obtido por altimetria, são observadas anomalias máximas da ordem de 0,10 m, em um campo com pouca variabilidade e, no geral, alturas menores que 0,02 m. Apesar de nessa figura ser apresentado um campo médio, como essa reanálise do CMEMS considera janelas de tempo de 12 semanas, a mesma ordem de grandeza é observada ao analisar os campos diários de SLA.

Na mesma figura, observa-se que os erros calculados diminuem gradativamente com a regionalização, principalmente na região costeira. O resultado do experimento em T1, mostrou uma melhoria no *bias* em toda a área de estudo em relação ao campo médio do HadGEM2-ES. Já T2, apresentou menores erros junto à costa e principalmente ao sul de 24°S. No entanto, a SLA foi superestimada ao norte de 22°S em relação ao campo observado e em relação aos experimentos com as grades de menor resolução espacial. Esse comportamento, todavia, pode estar relacionado à natureza do dado altimétrico.

No processo de interpolação dos dados altimétricos, estes estão sujeitos, além dos erros associados aos sensores, aos erros relacionados ao alisamento de sinais não resolvidos, às lacunas espaciais e temporais entre as trajetórias e à variabilidade geodésica (CMEMS, 2016a). Dessa forma, a comparação direta entre os dados de satélite e os resultados de modelo deve ser realizada com cautela devido à presença de sinais não resolvidos e filtrados dos dados observacionais.

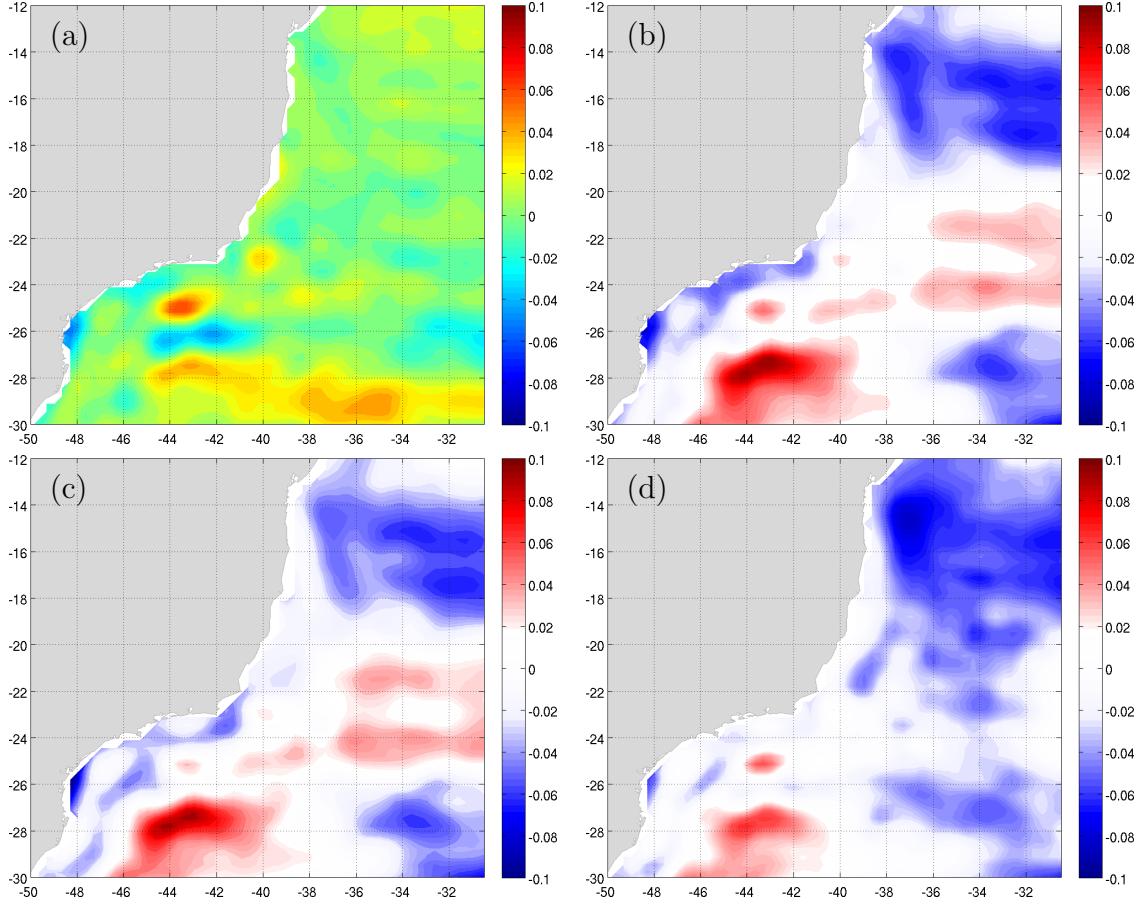


Figura 41: Anomalia da superfície do mar (SLA) média para o período de 1995 a 2005 observada (a) e *bias* da SLA com os resultados do HadGEM2-ES (b) e do experimento 1 para as grades T1 (c) e T2 (d), em metros.

Nesse sentido, conforme há o aumento na resolução do modelo, mais processos são resolvidos e uma maior variabilidade, tanto espacial quanto temporal, na ASM é observada. Na Figura 42, nota-se que o RMSE para a grade T2 é mais variável que em T1, sendo observado maiores erros em T2 em alguns instantes. Ao analisar o *misfit* que considera o erro atrelado ao dado, observa-se novamente a maior oscilação em T2 (Figura 43) e que, apesar dos erros em T2 na região oceânica, a ASM tem maior relação com os dados observacionais (*misfit* de 1 a 5) que a TSM (*misfit* de 2,5 a 9 - Figura 40).

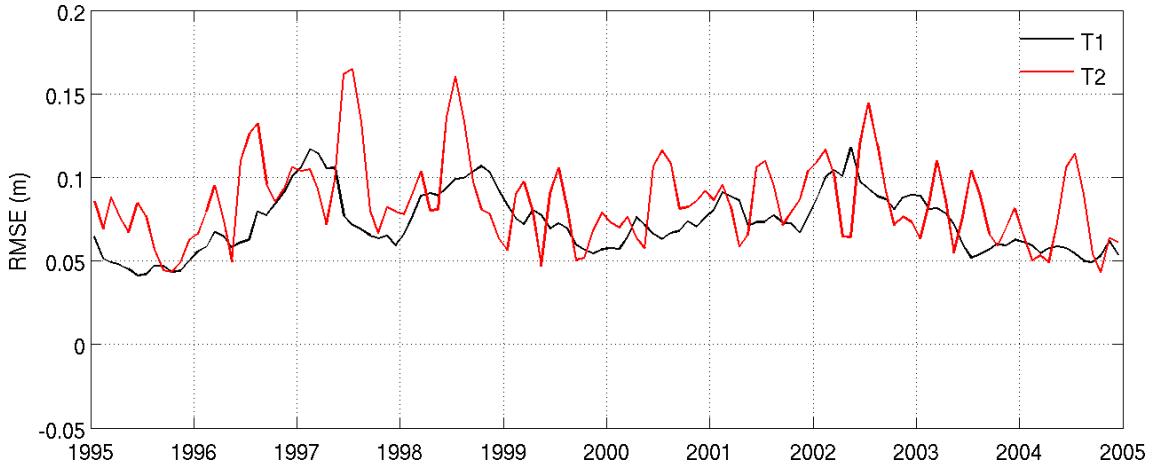


Figura 42: RMSE em metros para o período de 1995 a 2005 entre a SLA do CMEMS e os resultados para a grade T1 (preto) e T2 (vermelho), médio para a região da grade T2.

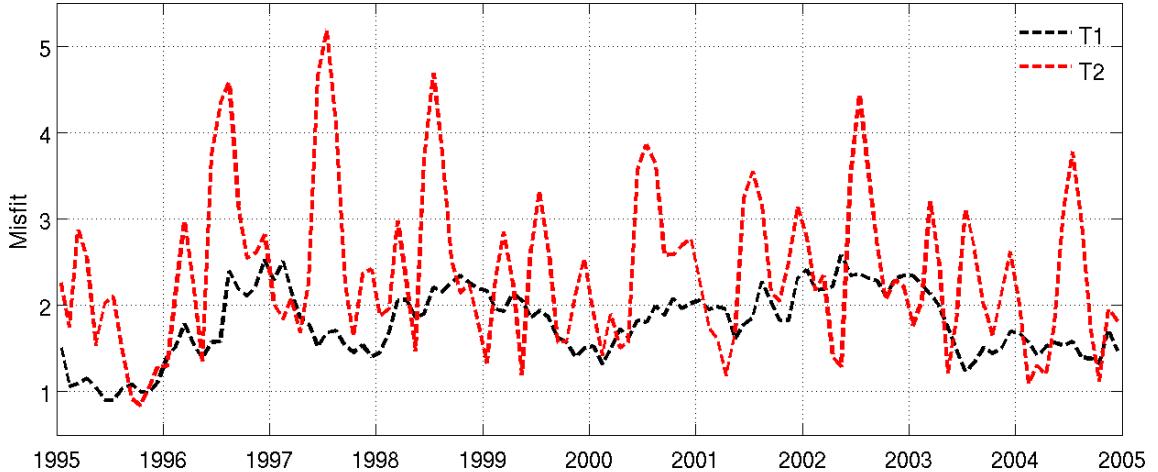


Figura 43: Misfit para o período de 1995 a 2005 entre a SLA do CMEMS e os resultados para a grade T1 (preto) e T2 (vermelho), médio para a região da grade T2.

A elevação da superfície livre na região costeira foi avaliada em relação à série de nível do mar disponível para o período de modelagem. A série temporal de altura do mar registrada na estação maregráfica da Ilha Fiscal foi avaliada em relação aos resultados obtidos com a grade T2 no experimento 1. As alturas observadas de 1995 a 2005 nesta estação oscilam entre aproximadamente -1 e 1 m em relação ao NMM relativo ao período de 1986-2005 (Figura 44). Na Figura 44, é possível notar que o modelo representou de forma adequada os padrões de elevação de baixa frequência, apesar de serem observados níveis menores.

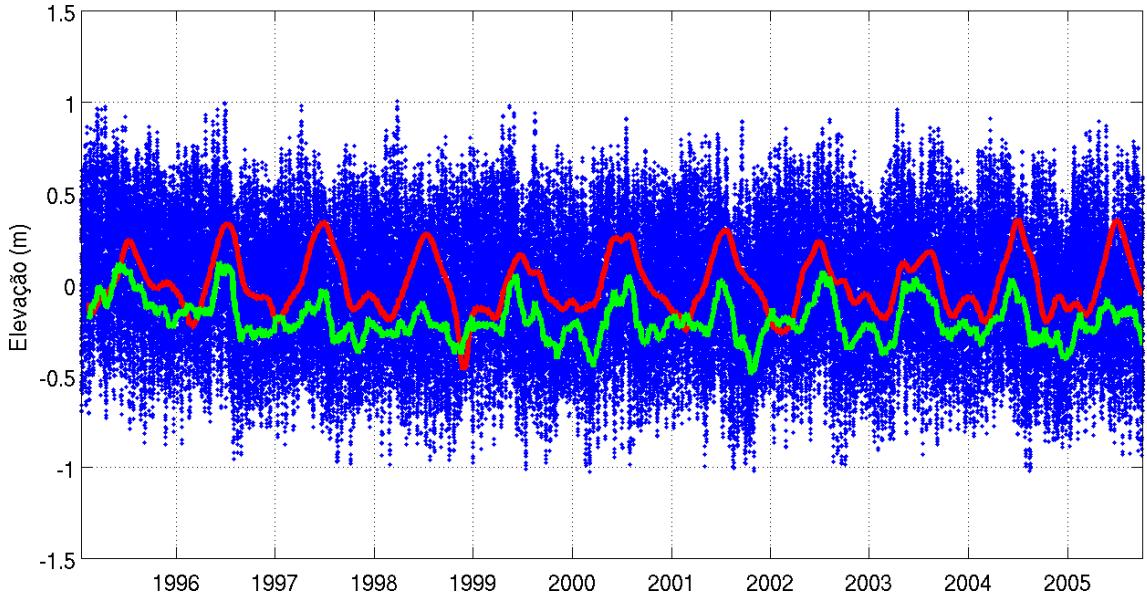


Figura 44: Séries temporais de elevação do NM na estação maregráfica da Ilha Fiscal em relação ao NMM de 1986 a 2005. Os pontos azuis correspondem à série medida e as linhas às séries diárias com a baixa frequência (>30 dias) medida (verde) e modelada pelo experimento 1 na grade numérica T2 (vermelho).

As anomalias encontradas entre as séries medida e modelada apresentam grande oscilação; no entanto, o mesmo padrão é observado ao considerar o erro na baixa frequência e a série total (Figura 45), indicando que as diferenças estão relacionadas aos fenômenos com períodos maiores. O RMSE encontrado foi de 0,28 m, um pouco superior ao RMSE calculado para o campo de SLA (Figura 42).

Essas diferenças são esperadas, já que a ASM foi medida em uma estação localizada dentro de uma baía e o ponto mais próximo, que representa uma média para uma área de aproximadamente 86 km^2 , encontra-se ao largo da linha de costa. Apesar dessas restrições, os resultados se mostraram satisfatórios, principalmente pela alta correlação positiva calculada entre as séries ($R = 0,77$).

A partir dos resultados obtidos, foi possível destacar um período onde os menores erros foram encontrados continuamente por um ano. Na Figura 45 é possível visualizar que o ano de 2003 apresentou as menores anomalias absolutas (linha azul) e as anomalias das séries de baixa frequência (linha preta) se mostraram inferiores ao RMSE calculado. O RMSE para o período de 2003 foi calculado em 0,23 m. Como nenhum período pôde ser destacado como de melhor desempenho através das análises de TSM, o ano de 2003 foi selecionado para a realização do aninhamento nas grades B1 e R1.

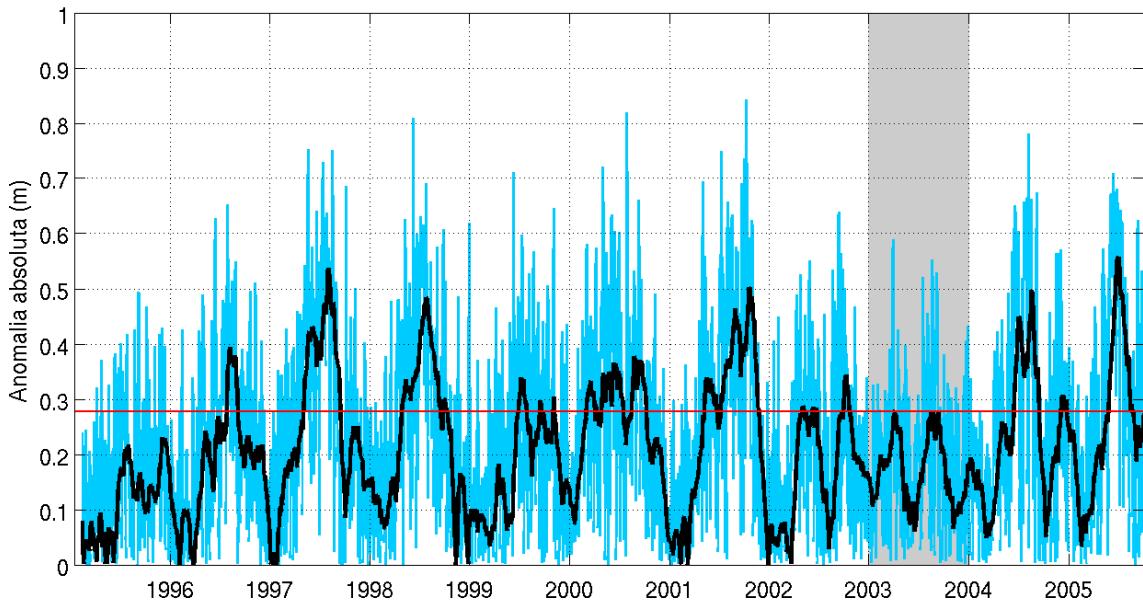


Figura 45: Anomalia absoluta entre as séries temporais de elevação do NM medida na estação maregráfica da Ilha Fiscal e modelada pelo experimento 1 (grade numérica T2) no ponto mais próximo. Em azul, a anomalia das séries diárias e em preto a anomalia das séries filtradas com a baixa frequência. A linha vermelha indica o RMSE e a região cinza destaca o período onde foram observadas as menores anomalias.

Na Figura 46 é apresentada a série diária de elevação observada na Ilha Fiscal e prevista para o ponto de grade mais próximo. Apesar dos mínimos de elevação terem sido superestimados pelo modelo, os máximos e as fases foram adequadamente representados, ressaltando o bom desempenho do modelo na representação do NM para a costa brasileira e permitindo que fosse realizado o experimento futuro e os aninhamentos.

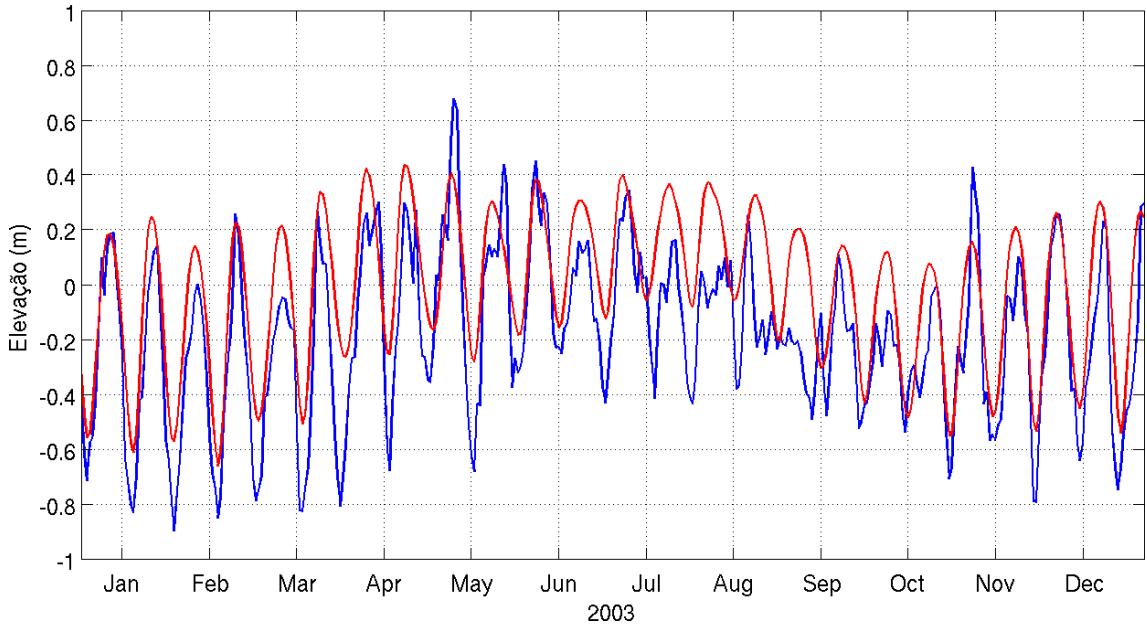


Figura 46: Séries diárias de elevação do NM na estação maregráfica da Ilha Fiscal em relação ao NMM de 1986 a 2005. Em azul está a série medida e em vermelho a série modelada pelo experimento 1 (grade numérica T2) no ponto de grade mais próximo.

7.2 Mudanças na hidrodinâmica regional

Nessa seção, são caracterizadas as alterações na hidrodinâmica para a região do Atlântico Sul, devido às projeções climáticas, através dos resultados obtidos nos experimentos 1 e 2. Para tal, foram avaliadas as mudanças no transporte e origem da CB, as alterações na distribuição da temperatura e salinidade, principalmente em relação à TSM, e o aumento do NM projetado para o final do século.

7.2.1 Corrente do Brasil

O experimento histórico, realizado considerando o tempo de integração de dez anos, apresentou, na seção localizada em 22,1°S, transporte de volume correspondente ao calculado para o mesmo período por PEREIRA *et al.* (2013), conforme apresentado no item 7.1.1. De acordo com os resultados obtidos no experimento 2, o transporte de volume, no presente trabalho calculado para a profundidade média da CB na região, restrita em média aos primeiros 500 m da coluna d'água (LIMA *et al.*, 2016; PEREIRA *et al.*, 2015), será alterado em relação ao cenário atual. É estimado um aumento médio de 17,5 % no transporte de volume da CB em 22,1°S, calculado com base nos resultados para a grade T1, em parte devido à mudança na posição de origem dessa corrente.

Na Figura 47, é possível verificar a latitude estimada de origem da CB

obtidas no experimento 2 para T1 e T2. Apesar de não ter sido possível identificar a latitude de origem durante os meses de verão em T2, devido aos limites geográficos da grade numérica, observa-se que há uma migração para norte, em relação ao experimento 1, principalmente durante esses períodos do ano. Na Tabela 15, são exibidas as posições médias, mínimas e máximas da origem da CB estimadas a partir dos resultados em T1. Em média, observou-se que a CB se originaria no final do século 2,32° ao norte da origem média atual, entre 6,51 e 14,79°S, passando da posição média atual de 13,22°S para 10,90°S.

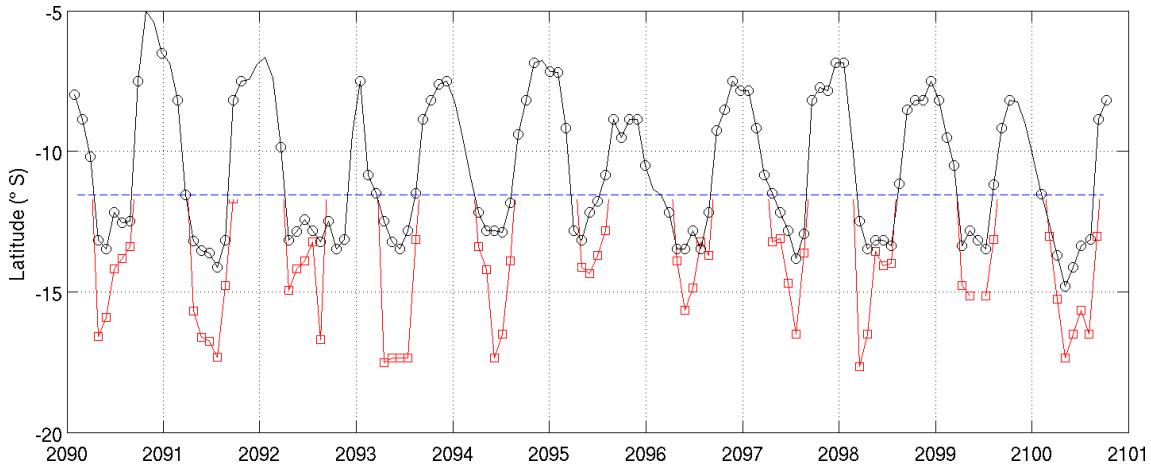


Figura 47: Latitude de origem da Corrente do Brasil estimada no experimento 2 para as grades T1 (preto) e T2 (vermelho). Os pontos correspondem às posições calculadas e as linhas à interpolação cúbica desses pontos. A linha azul tracejada indica o limite norte da grade T2.

A série temporal do transporte de volume calculado no experimento 2 é apresentada na Figura 48. Observa-se que os valores calculados em ambas as grades (T1 e T2) são bastante similares, apesar de serem observados picos de transporte máximo para o sul em T2 superiores aos calculados com base nos resultados de 1/3° de resolução horizontal. Como resposta à migração da posição de origem da CB, seu transporte é intensificado na latitude 22,1°S, passando de -4,74 Sv de 1995 a 2005 para -5,57 Sv no período de 2090 a 2100 (Tabela 15).

Tabela 15: Latitude média de origem da CB, com base nos resultados da grade T1, e transporte de volume na seção em 22,1°S, calculado com base nos resultados da grade T2, para os experimentos 1 e 2. Em parênteses são apresentados os valores mínimos e máximos obtidos.

Experimento	Latitude de origem	Transporte de volume
1 - histórico	13,22 (7,85 a 16,42) °S	-4,74 (0 a -17,56) Sv
2 - futuro	10,90 (6,51 a 14,79) °S	-5,57 (0 a -20,61) Sv

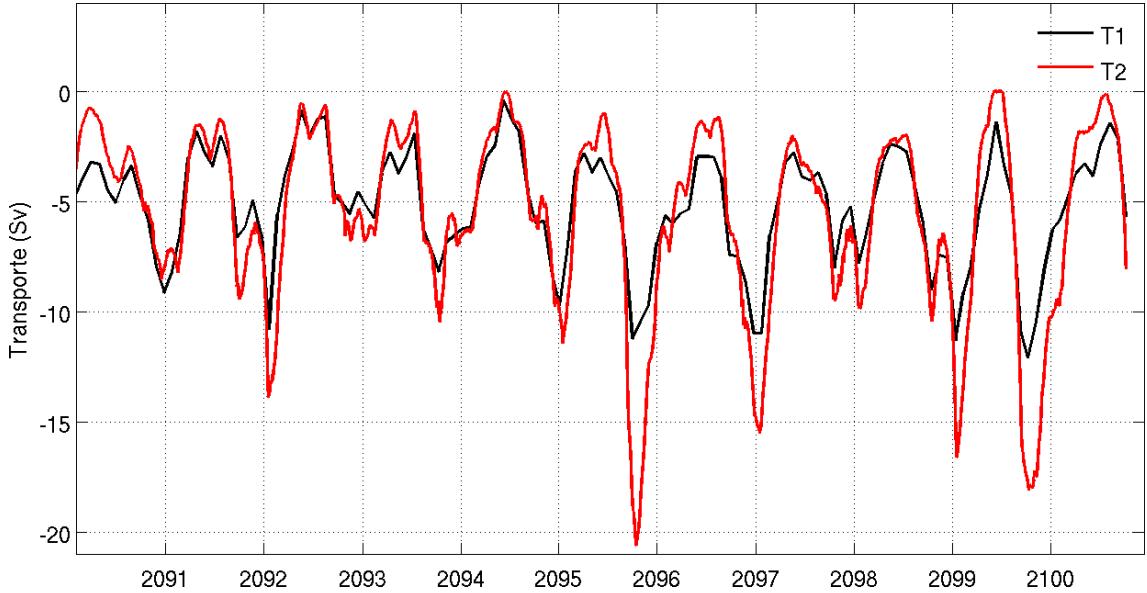


Figura 48: Série temporal do transporte da Corrente do Brasil ao longo de 22,1°S estimado no experimento 2 para as grades T1 (preto) e T2 (vermelho).

Na Figura 49, é possível observar a intensificação da CB em superfície, principalmente ao considerar os campos médios para a primavera e o outono. Já o fluxo em 500 m de profundidade predominantemente em direção ao norte, mostrado na Figura 50, apresenta uma desintensificação no cenário futuro. O aumento do transporte da CB para sul, dessa forma, também é justificado pela intensificação do fluxo em superfície.

Alguns estudos até o presente momento foram realizados acerca do transporte de volume da CB; no entanto, poucos avaliaram a evolução do transporte ao longo dos anos em busca de tendências temporais (e. g. BÖCK, 2015; PONTES *et al.*, 2016), ao contrário de outras correntes de contorno oeste.

A partir de 20 anos de dados altimétricos, EZER (2015) verificou uma tendência de enfraquecimento da Corrente do Golfo e a diminuição no transporte ao longo do período analisado. O mesmo autor reconstruiu uma série de 78 anos (1935 a 2012) para a AMOC e identificou uma tendência de declínio, assim como já apontado em outros estudos baseados em dados históricos e modelos climáticos (e. g. BRYDEN *et al.*, 2005; CHENG *et al.*, 2013; RAHMSTORF *et al.*, 2015), com uma taxa de diminuição do transporte em 4,5 Sv por década, aproximadamente. Conforme apontado por EZER (2015), o enfraquecimento da Corrente do Golfo resulta dessa diminuição na AMOC.

Para o final do século, os modelos do CMIP5 predizem o enfraquecimento médio da AMOC em 21% em relação ao fluxo atual sob o cenário RCP4.5 (CHENG *et al.*, 2013), que ocorre a taxas maiores ao considerar o cenário RCP8.5 (HEUZÉ *et al.*, 2015). No Atlântico Sul, como já mencionado por GARZOLI e MATANO (2011), poucos estudos foram realizados acerca da variabilidade de baixa frequência

da circulação de larga escala. Entretanto, alguns autores já relacionaram o fortalecimento/enfraquecimento da CB às mudanças na AMOC (CHIESSI *et al.*, 2014).

LUMPKIN e GARZOLI (2011), a partir de dados de satélite de anomalia de ASM e TSM, estimaram uma migração da região de confluência Brasil-Malvinas para sul a uma taxa de $0,86 \pm 0,19^\circ$ por década, que pode ser consequência de alterações no transporte das correntes em questão. Já a posição da bifurcação da CSE apresentou uma tendência de migração para norte de $0,23 \pm 0,06^\circ$ por década, apontando a um crescimento assimétrico do giro subtropical em aproximadamente 40% em área (GARZOLI e MATANO, 2011).

As tendências encontradas na literatura a partir de dados altimétricos confirmam a migração para norte da bifurcação da CSE estimada na presente tese. Em relação ao transporte de volume da CB, LUMPKIN e GARZOLI (2011), no entanto, não verificaram nenhuma tendência no período de 1993 a 2008 na seção localizada em 32°S . Apesar disso, a migração da confluência pode ser resultado do aumento do transporte da CB e/ou enfraquecimento da Corrente das Malvinas.

PONTES *et al.* (2016) compararam os resultados históricos de 19 modelos do CMIP5 e suas projeções para o cenário RCP8.5 (cenário mais extremo) e verificaram, além do enfraquecimento da Corrente das Malvinas, um suave aumento do transporte da CB entre as latitudes 10 a 45°S . Os autores verificaram a intensificação do transporte para sul em aproximadamente 0,2 Sv em 25°S , considerando a média de todos os 19 modelos. Na presente tese, a intensificação do transporte foi maior, da ordem de 0,83 Sv em $22,1^\circ\text{S}$, apesar de ter sido considerado um cenário de emissão mais ameno (RCP4.5).

Os fatores que podem ter influenciado essa diferença na estimativa de aumento do transporte podem estar relacionados às diferenças de resolução dos modelos analisados (CMIP5 com 1° e T2 com $1/12^\circ$ de resolução espacial), o número de modelos considerados (PONTES *et al.* (2016) consideraram a média de 19 modelos), as diferenças batimétricas e as profundidades utilizadas para o cálculo (PONTES *et al.* (2016) consideraram 1000 m) e as diferentes latitudes de referência. E, conforme levantado pelos próprios autores, a baixa resolução dos modelos do CMIP5 gera incertezas quanto aos valores calculados, já que as feições e processos de mesoescala não são representados.

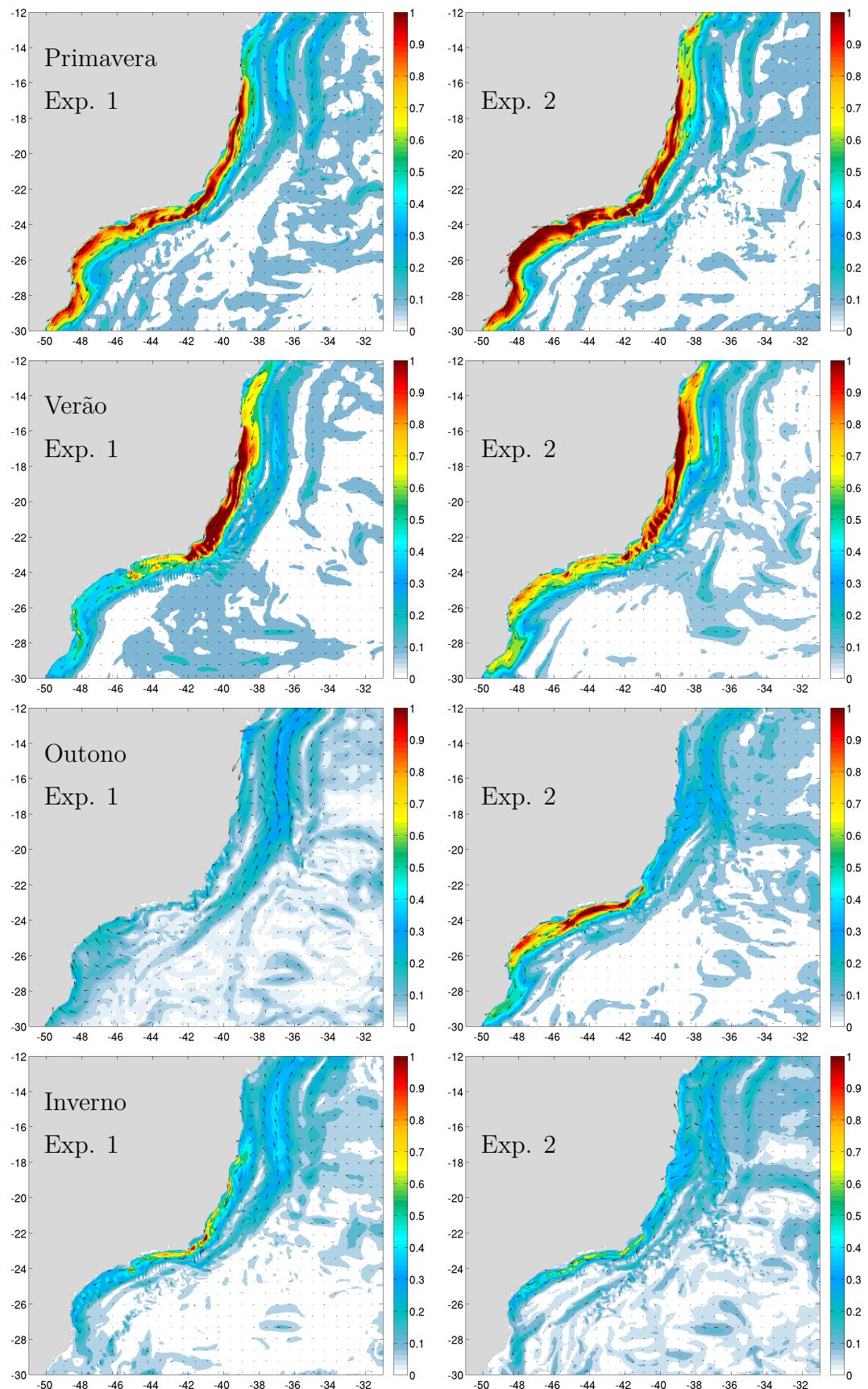


Figura 49: Campo de velocidades sazonais superficiais calculadas para o experimento 1 e para o experimento 2, em m/s.

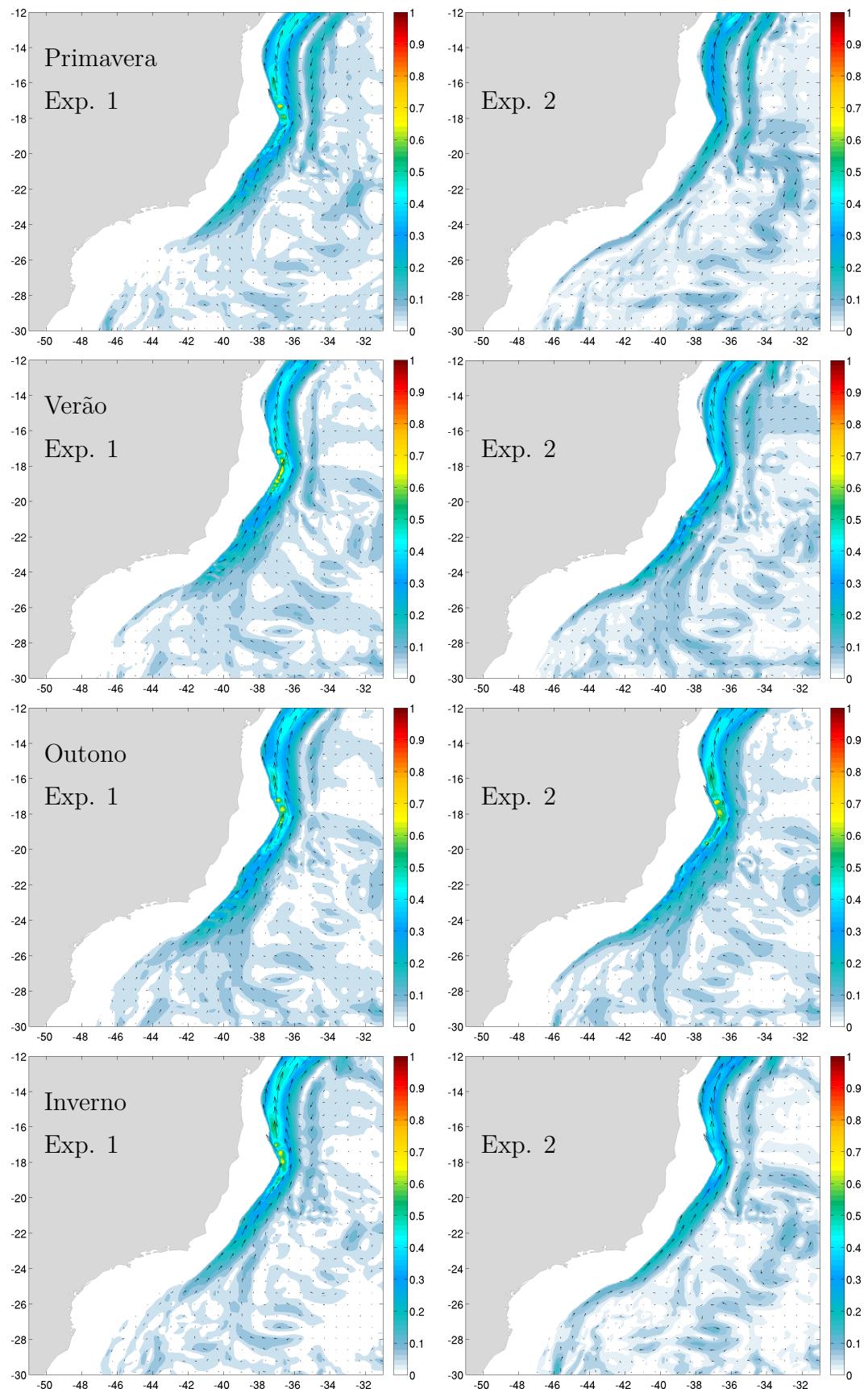


Figura 50: Campo de velocidades sazonais em 500 m calculadas para o experimento 1 e para o experimento 2, em m/s.

7.2.2 TSM

A partir da análise de testemunhos de sedimentos marinhos, CHIESSI *et al.* (2014) relacionaram as anomalias de TSM aos padrões observados na CB durante o Holoceno em 27° e 33°S. Os autores verificaram que as anomalias positivas de TSM estavam associadas ao fortalecimento da CB. A partir disso, ao considerar a intensificação do fluxo da CB, a TSM tende a aumentar devido à maior transferência de calor. Dessa forma, associado ao fortalecimento da CB, discutido no item anterior, deve-se identificar o aumento da TSM na área de estudo ao final do século.

De fato, esse comportamento foi observado através dos resultados das modelagens hidrodinâmicas realizadas no presente estudo. Na Figura 51 é apresentada a anomalia média de temperatura para a região da grade T2 em relação à TSM média para o instante inicial do experimento 1 no ano de 1995. Visualiza-se claramente os padrões sazonais de oscilação da temperatura em ambos os experimentos, com mínimos observados nos anos de 1999 e 2002 e máximos em 2000 e 2003, no experimento 1. No experimento 2, a menor TSM foi prevista para o ano de 2093 e a máxima em 2100.

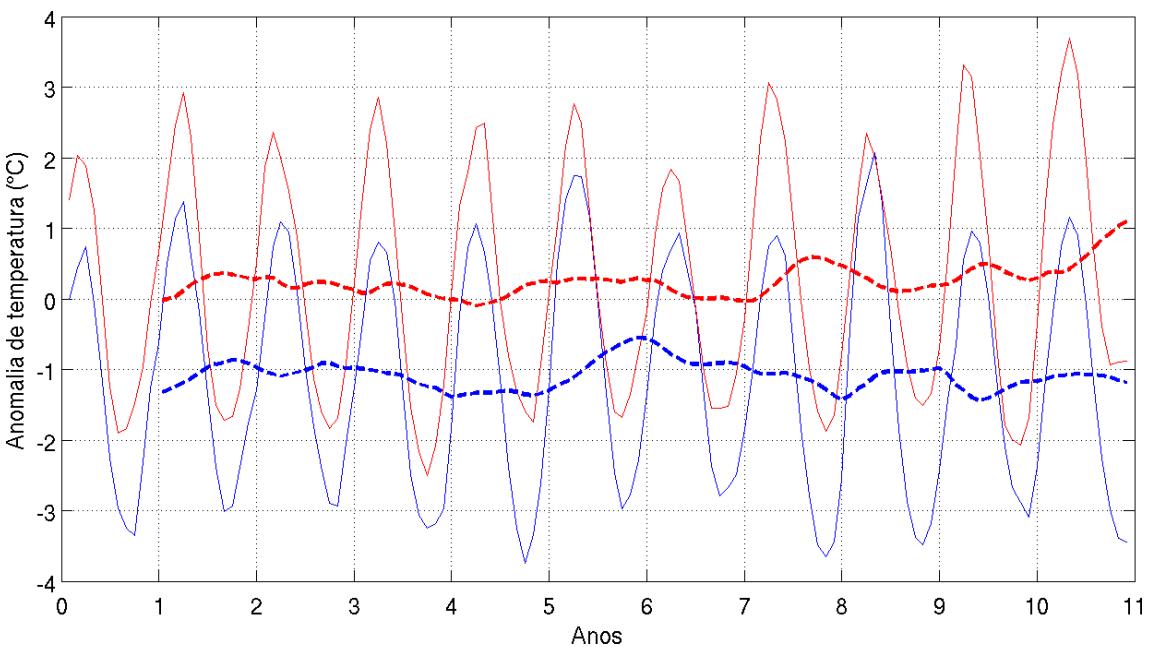


Figura 51: Anomalia média de temperatura para a região da grade T2, em relação à temperatura média para o instante inicial do experimento 1 em 1995, estimada para os dez anos de simulação no experimento 1 (1995-2005, em azul) e no experimento 2 (2090-2100, em vermelho). As linhas pontilhadas representam a média móvel considerando uma janela de tempo de 12 meses.

Através das séries médias anuais de anomalia não foi possível identificar uma tendência clara dentro dos dez anos analisados em cada experimento (Figura 51). No entanto, do início para o final do século, fica evidenciado o aumento da

TSM ao largo da costa brasileira. Com base na TSM média para os dois períodos, o aumento médio da TSM foi calculado em 1,44°C.

Em termos médios, a TSM calculada em toda a grade T2 para o cenário atual foi de 24,02°C, enquanto que, para o cenário futuro, foi de 25,46°C. Na Figura 52 são mostrados os campos médios de TSM para o cenário atual (a) e futuro (b). Observa-se que as maiores anomalias de temperatura são esperadas nas menores latitudes (Figura 53), podendo nesta região alcançar diferenças maiores que 2°C. Na região mais próxima à costa, as anomalias variam de 1 a 2°C, com maior aquecimento na região ao norte de 16°S.

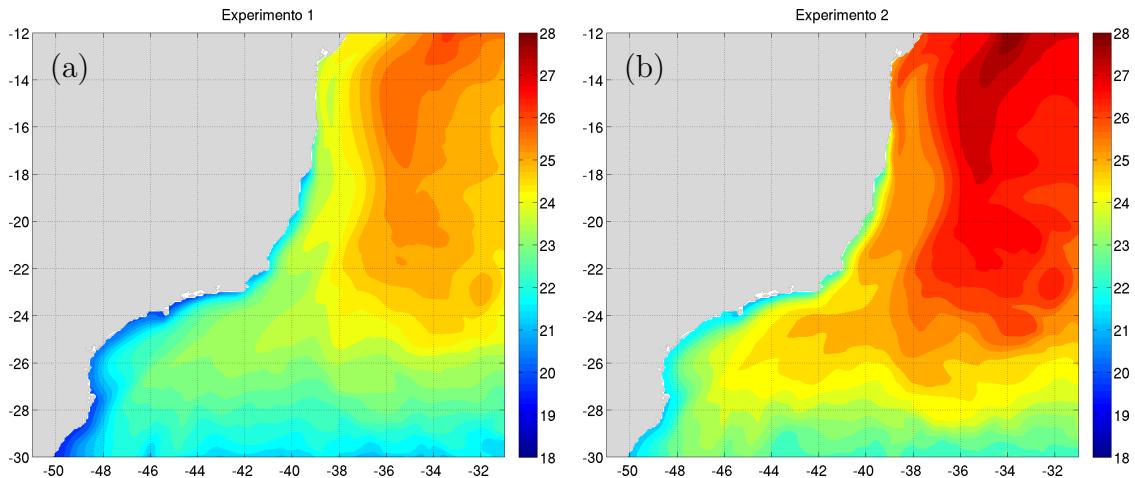


Figura 52: Temperatura superficial do mar média calculada no experimento 1 (a) e no experimento 2 (b), em graus Celsius.

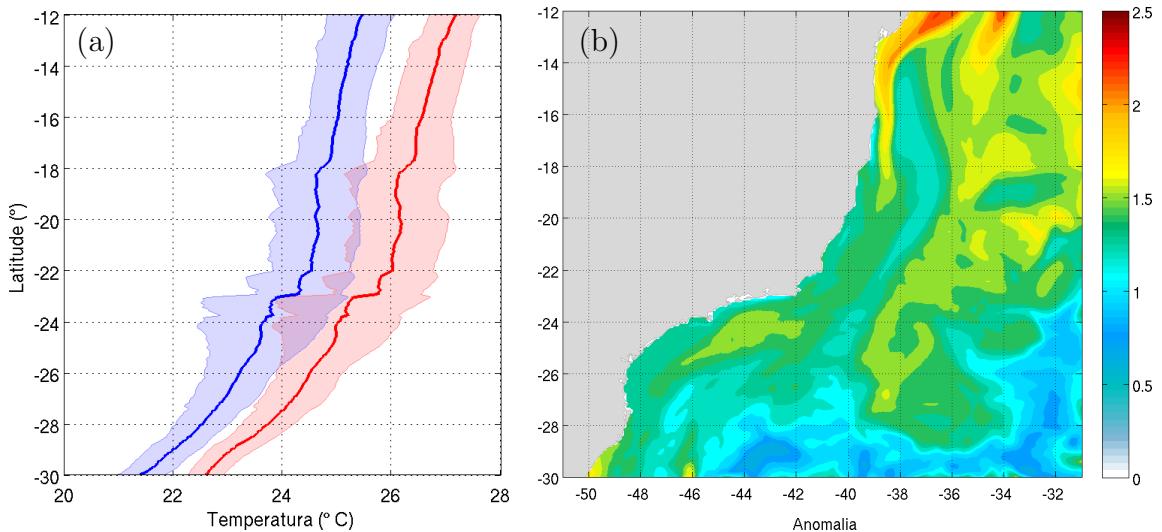
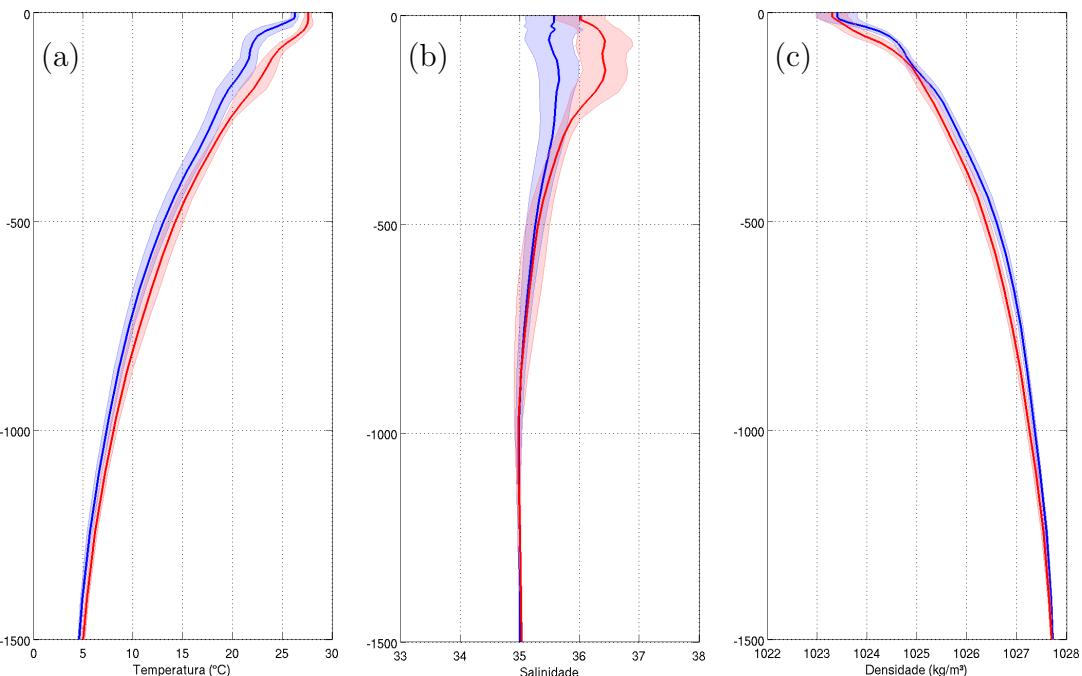


Figura 53: Média latitudinal da temperatura da superfície do mar (a), calculada no experimento 1 (azul) e no experimento 2 (vermelho), em graus Celsius, para a região entre 50 e 30°W. As linhas representam a média e a área sombreada o desvio-padrão. Em (b) é apresentado o campo de média da anomalia de temperatura entre os dois experimentos.

7.2.3 Temperatura e salinidade

Em profundidade, também foram observadas mudanças na temperatura, ao analisar os perfis dos pontos entre 34,5 e 30°W localizados na latitude 22,1°S. Os perfis mostraram a tendência de aquecimento no final do século principalmente nos primeiros 1000 m. Também foram observadas diferenças na salinidade nos primeiros 500 m, com aumento entre 0 e 250 m de profundidade (Figura 54). Devido a essas mudanças na temperatura e na salinidade, o gradiente de densidade é alterado e a picnoclina se torna mais profunda no experimento 2. Além disso, a profundidade onde a picnoclina ocorre é relacionada à altura do NM (LANDERER *et al.*, 2007), indicando a ocorrência de um aumento médio da ASM ao final do século.



Nas Figuras 55 e 56, é possível verificar o aumento da temperatura nessa mesma seção longitudinalmente. Na Figura 55, são apresentadas as seções de temperatura calculadas para o verão. Observa-se que as anomalias positivas são observadas com maior intensidade nas camadas superiores. O mesmo é observado durante o inverno (Figura 56). Apesar da tendência geral do aquecimento, são observadas anomalias negativas na região da plataforma continental próximo ao fundo em ambas estações do ano.

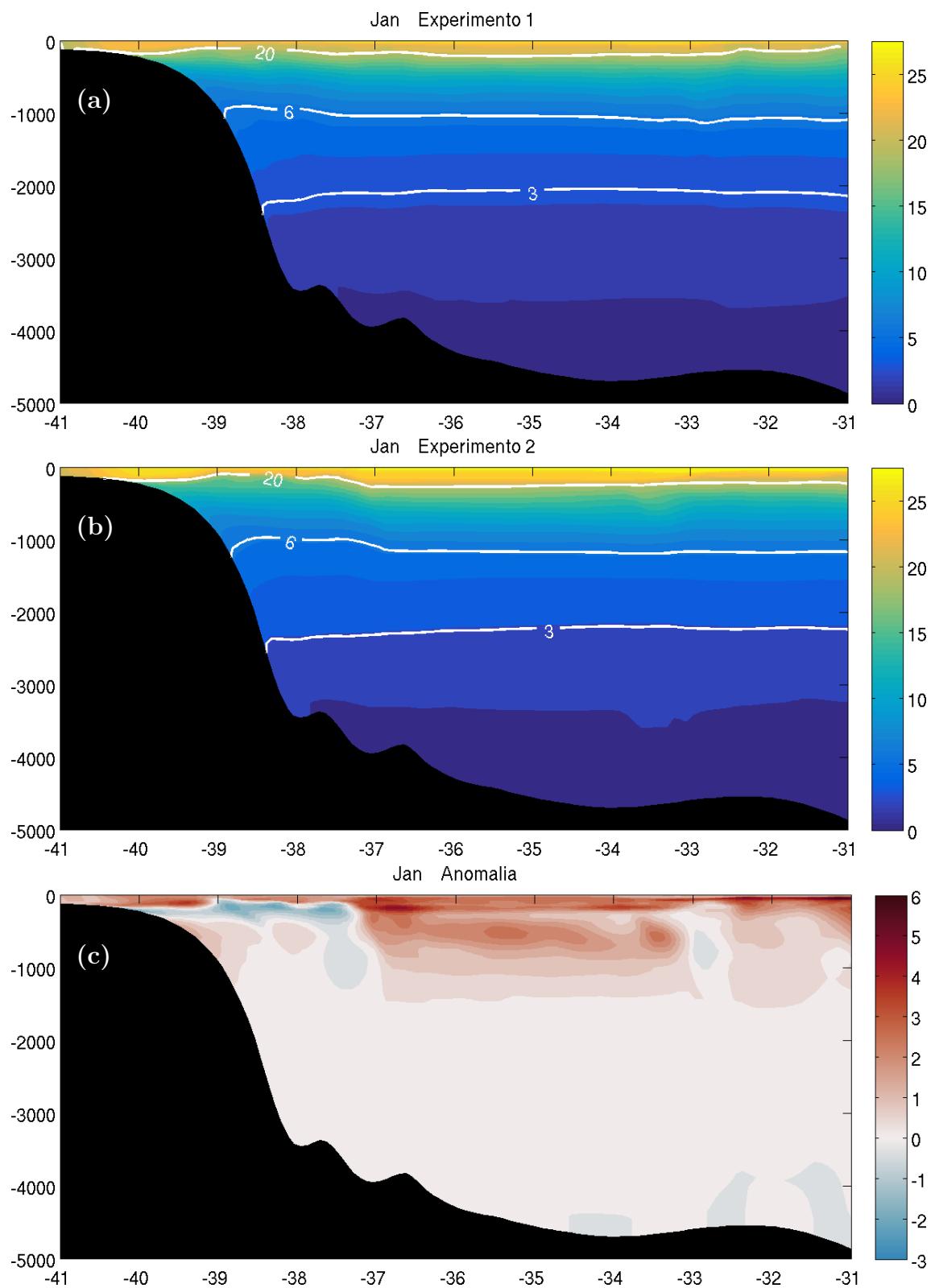


Figura 55: Distribuição vertical da temperatura na latitude 22,1°S nos experimentos 1 (a) e 2 (b), em graus Celsius, e as anomalias (c) de temperatura para um instante de verão.

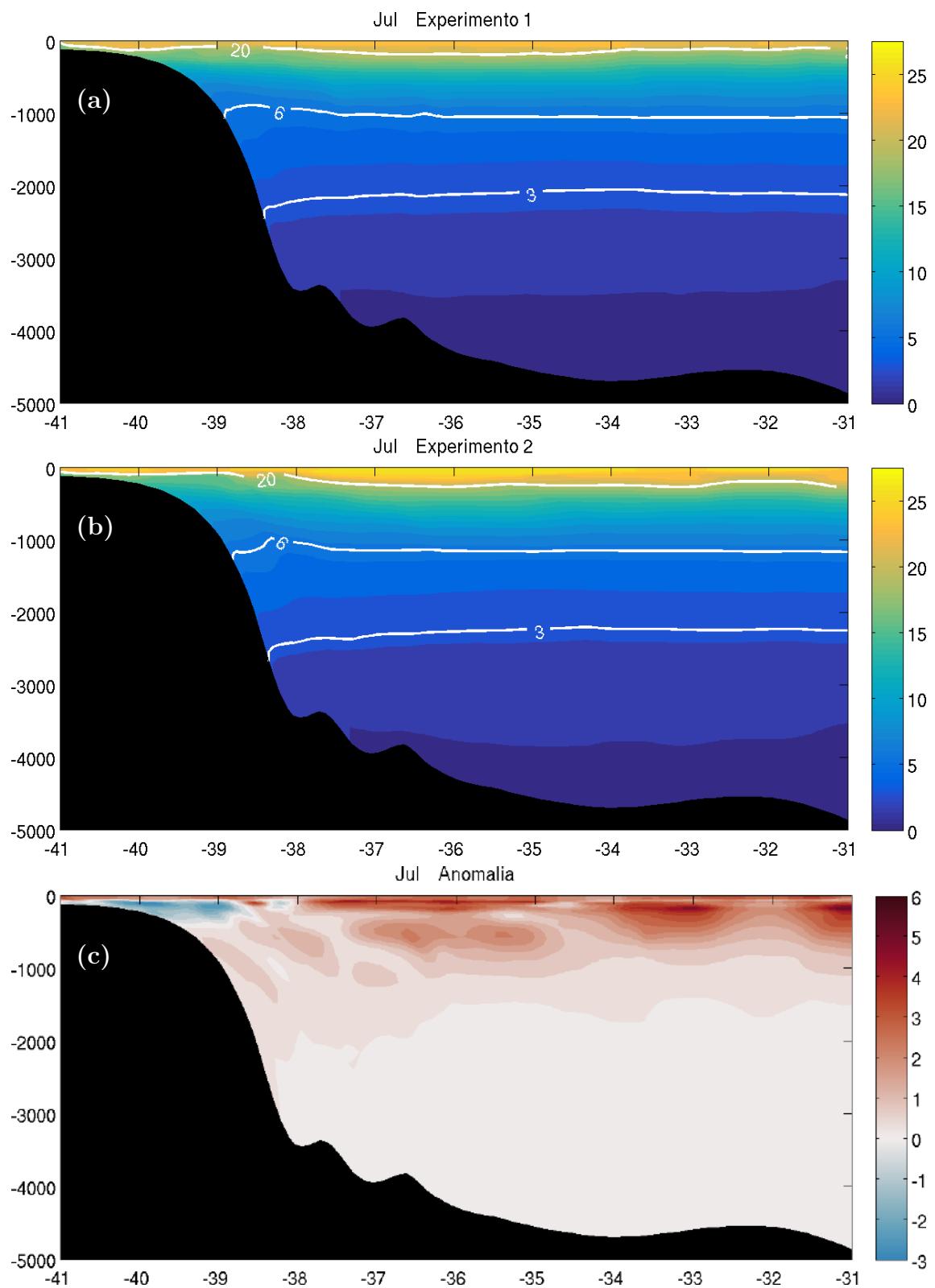


Figura 56: Distribuição vertical da temperatura na latitude 22,1°S nos experimentos 1 (a) e 2 (b), em graus Celsius, e as anomalias (c) de temperatura para um instante de inverno.

7.2.4 Nível do mar

As mudanças na ASM podem ser interpretadas em termos das anomalias na distribuição vertical da densidade, através das variações na temperatura e na salinidade, representando a contribuição estérica no NM (LANDERER *et al.*, 2007). No contexto de mudanças do NM, as mudanças dinâmicas e estéricas estão intimamente relacionadas. As mudanças dinâmicas se referem ao balanço geostrófico, e como mudanças na temperatura e salinidade alteram os gradientes de pressão, um novo balanço é atingido através das anomalias de velocidade geostrófica (GILL, 1982; LANDERER *et al.*, 2007). Além disso, conforme a circulação de larga escala se altera, as massas de água podem se redistribuir e alterar regionalmente o NM estérico.

Com a diminuição na formação das águas profundas ou com a formação de águas menos densas, espera-se um aumento acima da média global no NM no Atlântico Norte (LEVERMANN *et al.*, 2005); entretanto, o oposto é esperado no Atlântico Sul. Como o Atlântico Sul, em média, é o oceano mais profundo, em resposta ao aquecimento global um maior volume de água se expande, visto que mais calor penetra nas camadas mais profundas. Esse comportamento gera um fluxo de massa de sul para norte, de forma que o NM dinâmico tenderia a diminuir no Atlântico Sul, e estimula o movimento das massas d'água do interior do oceano em direção à costa (LANDERER *et al.*, 2007; YIN *et al.*, 2010).

As variações na ASM devido à redistribuição das massas de água e mudanças na circulação oceânica, no entanto, têm média global praticamente nula. Dessa forma, o NM global aumenta devido às fontes eustáticas, relacionado ao aumento da massa absoluta, ou ao aquecimento que modifica o volume específico (LANDERER *et al.*, 2007).

A subida do NM global pelo efeito termostérico para o período de 1993 a 2003 foi estimado em 1,6 mm por ano, considerando os primeiros 3.000 metros de coluna d'água, enquanto que a subida estimada através da altimetria seria a uma taxa de 3,1 mm por ano (ANTONOV *et al.*, 2005).

De acordo com as projeções analisadas por YIN *et al.* (2010) para o período de 2090 e 2100 e considerando o cenário A1B do AR4, a redistribuição de massa levaria a uma subida do NM junto a costa brasileira da ordem de 10 a 25 cm, com grau de aumento do NM na costa brasileira maior em direção ao sul do país (YIN *et al.*, 2010).

Apesar de, em termos dinâmicos, o NM em média diminuir no Atlântico Sul, o NM estérico local, considerando o *ensemble* de modelos utilizados no CMIP3, mostra um padrão de aumento no Atlântico Sul (YIN *et al.*, 2010), com efeito termostérico decrescente de norte para sul ao longo da costa brasileira. Os mesmos

autores estimaram, com base nas projeções desses modelos, um aumento de 30 cm no NM no Sudeste brasileiro para 2100, com referência ao NM de 1981 a 2000.

Como em um contexto de mudanças climáticas a mudança do nível médio se deve principal e basicamente à expansão térmica da água, ao realizar o *downscaling* dos resultados do HadGEM2-ES, a subida do NM é esperada. Na presente aplicação, o NMM foi calculado para a região localizada próximo à costa brasileira, considerando os resultados com resolução espacial de $1/12^\circ$. Essa abordagem permite verificar o possível nível a ser experimentado futuramente, considerando as diferentes características regionais.

Na Figura 57, é apresentada a série temporal do NMM calculado para o período de 1995 a 2005 e 2090 a 2100, considerando todos os pontos da costa brasileira e somente os pontos localizados nas áreas de estudo 1 (Bahia) e 2 (Rio de Janeiro), conforme a localização indicada na Figura 32. Observa-se que no cenário atual há uma tendência de aumento do NM em aproximadamente 10 cm de 1995 a 2005. Nota-se que, na área de estudo 2, o NM se comporta de forma semelhante à média para toda a costa brasileira, e que o NM na área de estudo 1, localizada mais a norte, é menor.

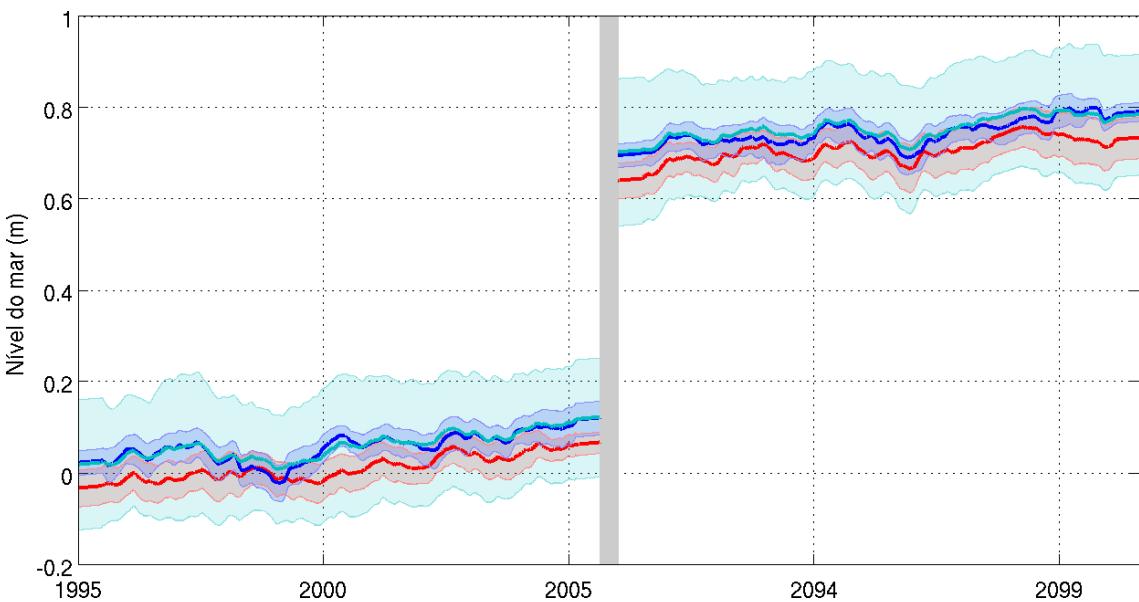


Figura 57: Nível do mar médio para toda a costa brasileira (azul claro) indicada na Figura 32, para a área de estudo 1 (vermelho) e para a área de estudo 2 (azul). As linhas contínuas representam os valores médios e as áreas sombreadas duas vezes o desvio-padrão.

A taxa de subida do NM calculada para o início, no entanto, se mostrou superior à computada para os últimos dez anos do século, passando de 9,1-9,6 para 7,6-8,9 mm por ano (Tabela 16). Ao considerar o período total de 1995 a 2100, a taxa média de subida do NM na costa brasileira representada em T2 é de 7,5 mm

por ano.

Esse valor calculado é superior à taxa média global estimada para todos os modelos do CMIP5 em 6,1 mm por ano para o cenário RCP4.5 (CHURCH *et al.*, 2013). O valor para a costa brasileira encontrado no presente trabalho também é superior à taxa média global estimada pelo modelo HadGEM2-ES para o cenário RCP4.5, que corresponde a 2,2 mm por ano (CMIP, 2013).

As mudanças no NMM também podem ser observadas através das séries de elevação da superfície livre computadas nos dois experimentos. Na Figura 58, é apresentada a variação da elevação da superfície livre durante os anos de 2003 e 2098, escolhidos para os aninhamentos regionais (B1 e R1). O aumento do NM é claramente observado (linhas tracejadas) apesar das oscilações de maior frequência observadas em η .

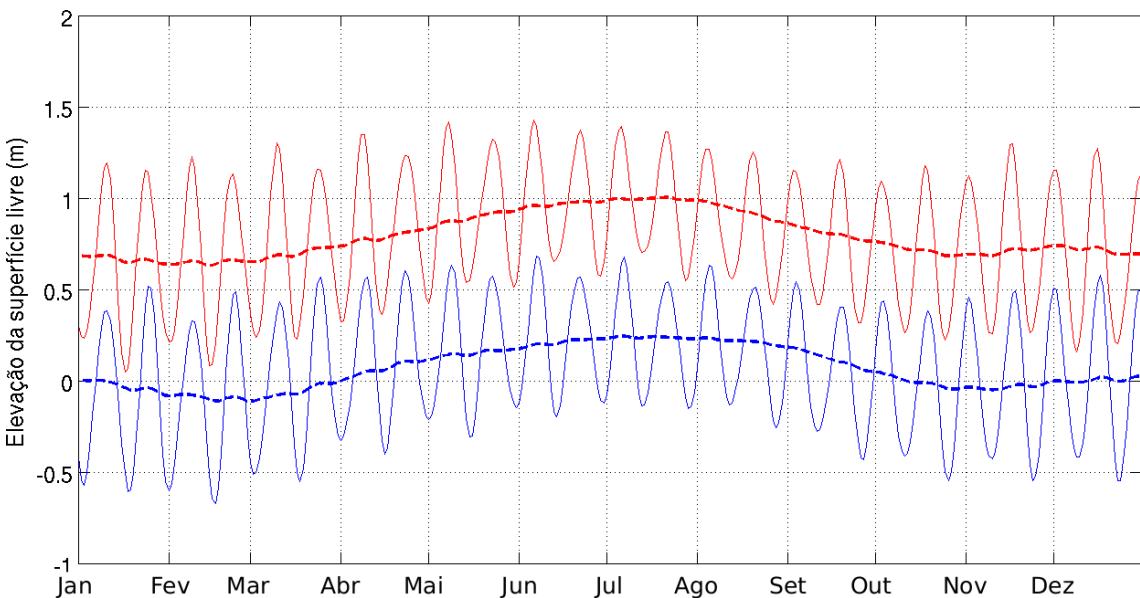


Figura 58: Elevação da superfície livre média para a costa brasileira contida na grade T2 calculada para o ano de 2003 no experimento 1 (azul) e para o ano de 2098 no experimento 2 (vermelho). As linhas contínuas representam os valores diários e as linhas tracejadas a média móvel para trinta dias.

Dessa forma, os resultados encontrados indicam que o NMM na costa do Brasil é maior que a média global e, para o final do século, estima-se que o NM esteja 78 cm acima do NM verificado em 1995, apresentando variações latitudinais (Tabela 16). O NMM previsto em 2100 para a área de estudo 1 seria de aproximadamente 73 cm, enquanto que, na área de estudo 2, o NMM seria de 79 cm (Tabela 16), em relação ao nível médio em 1995.

Tabela 16: Taxa de subida do NM médio e NMM em toda a costa brasileira da grade T2 e na costa das áreas de estudo 1 e 2, em relação ao nível médio em 1995.

Região	Taxa de subida (mm/ano)		NMM (m)
	1995-2005	2090-2100	
Costa T2	9,63	7,62	7,48
Área de Estudo 1	9,28	8,72	7,00
Área de Estudo 2	9,12	8,86	7,54
			2100

A variação espacial do NMM na grade T2 é apresentada na Figura 59, onde é mais facilmente observado que, mais próximo à costa, o NMM é maior na região Sudeste (a), porém, ao se considerar a média longitudinal até o limite leste de 31°W, o NMM decresce de norte para sul (b).

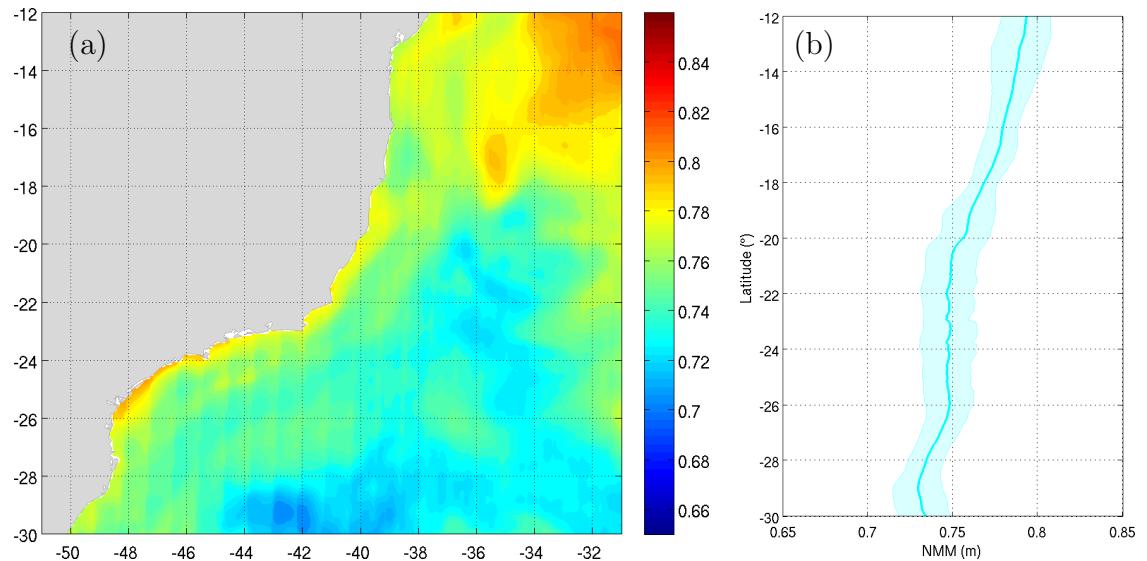


Figura 59: Aumento do nível do mar médio em 2100 em relação ao nível médio em 1995 (a) e os níveis médios (linha) e desvios-padrão (área sombreada) por latitude (b), em metros.

7.3 Inundação Costeira

Nesta seção, a inundação costeira é investigada nas regiões de estudo, utilizando os resultados obtidos com as grades de maior resolução horizontal (de 1,3 km a 27 m). São apresentadas as alterações em termos de extensão da área inundada e de tempo em que a área permanece submetida ao alagamento entre os experimentos 1 e 2, ou seja, as alterações esperadas para o final do século.

7.3.1 Área de estudo 1

A região sul da Bahia estudada possui extensas áreas de manguezais e planícies de inundação. Nessa região, de acordo com os resultados da grade B1, o NM oscila entre -0,95 e 1,90 m; entretanto, ao final do século, para o período de modelagem, a oscilação projetada ocorre acima do nível médio atual, atingindo até 3,0 m (Figura 60). Considerando somente o período de março e os resultados da grade B2 em Canavieiras, observa-se que as amplitudes passam de -0,90 a 1,34 para -0,22 a 2,06 m, do início para o final do século, sendo estimada uma mudança no nível médio local da ordem de 0,69 m (Figura 61), considerando o mês simulado em ambos os experimentos.

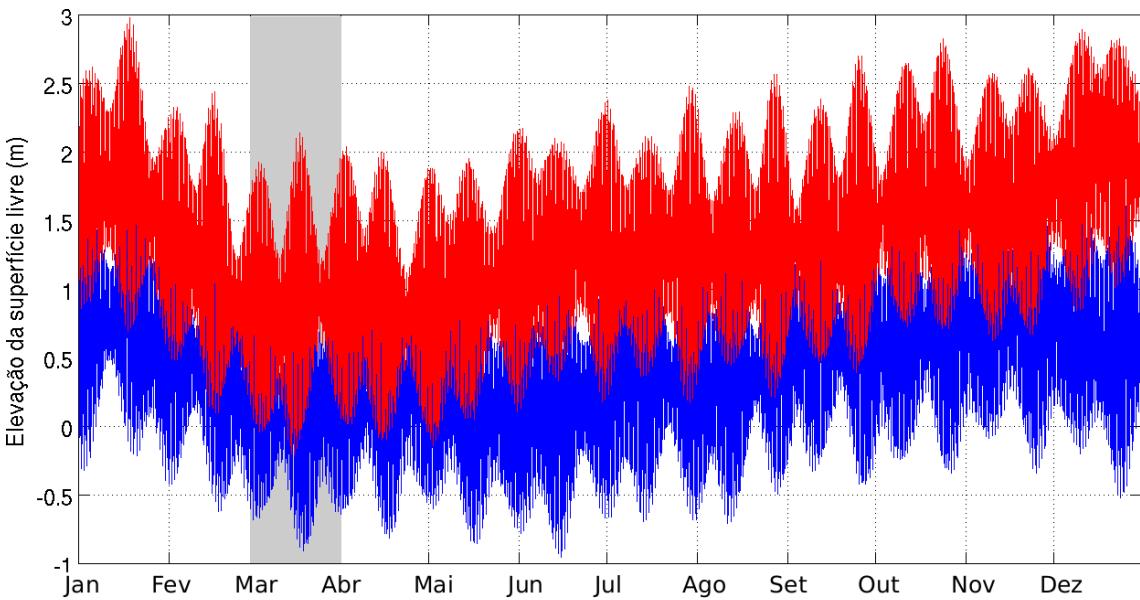


Figura 60: Elevação da superfície livre estimada em B1, considerando os resultados do experimento 1 (azul) e experimento 2, em metros, em Canavieiras (BA), respectivamente, para os anos de 2003 e 2098. A área em cinza destaca o período utilizado para os aninhamentos nas grades de maior resolução.

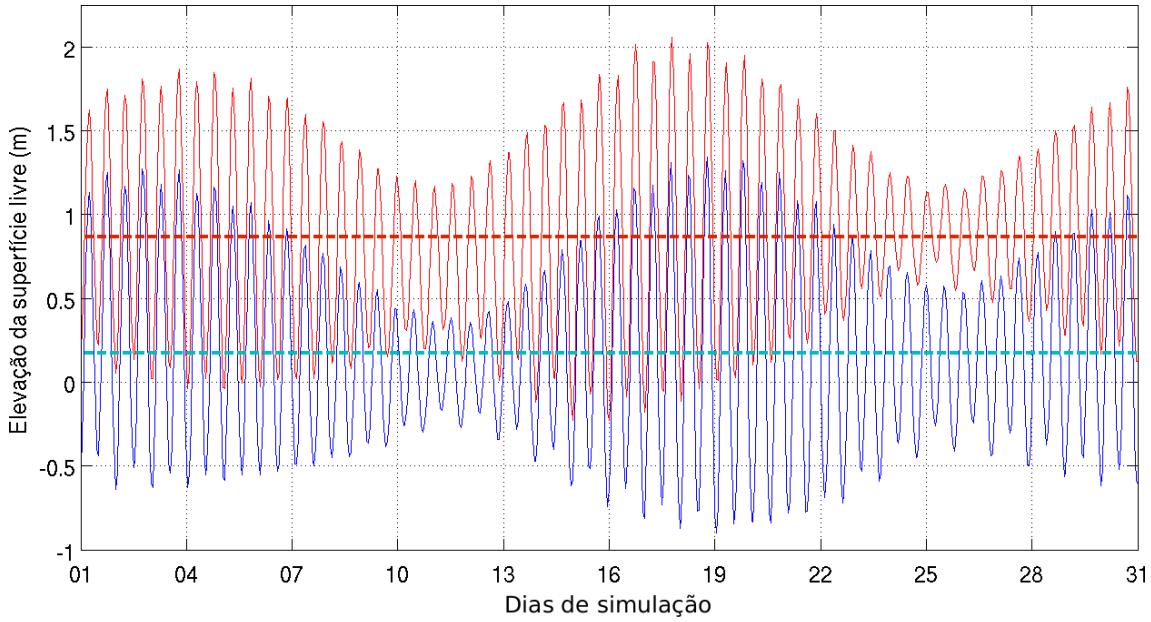


Figura 61: Elevação da superfície livre, em metros, considerando os resultados dos experimentos 1 (azul) e 2 (vermelho) na grade B2, em Canavieiras (BA), para o mês simulado indicado em cinza na Figura 60. As linhas tracejadas indicam os níveis médios locais estimados em cada experimento.

O aumento do NM, ao mesmo tempo que aumenta a extensão das áreas sujeitas à inundação, ocasiona a diminuição das áreas alagáveis e seus ecossistemas associados. Isso ocorre já que algumas áreas alagáveis, ou seja, que alternam períodos de alagamento e secamento, passam a permanecer alagadas permanentemente. Dessa forma, alguns habitats são particularmente sensíveis às mudanças nos padrões de inundação.

Conforme apresentado na Figura 62, a área máxima permitida para o alagamento na grade B2 corresponde a $135,66 \text{ km}^2$. Entretanto, em ambos os experimentos realizados, a inundação máxima alcançada foi inferior a esse limite. No experimento 1, essa inundação máxima correspondeu a $100,48 \text{ km}^2$ e no experimento 2 a maior área alagada foi de $131,83 \text{ km}^2$. Apesar disso, observa-se que, ao final do século, a extensão de áreas que permanecem alagadas permanentemente é maior. Além disso, em geral, é observada uma diminuição no secamento nas demais áreas alagáveis, considerando os resultados na grade BM1 (Figuras 62 e 63).

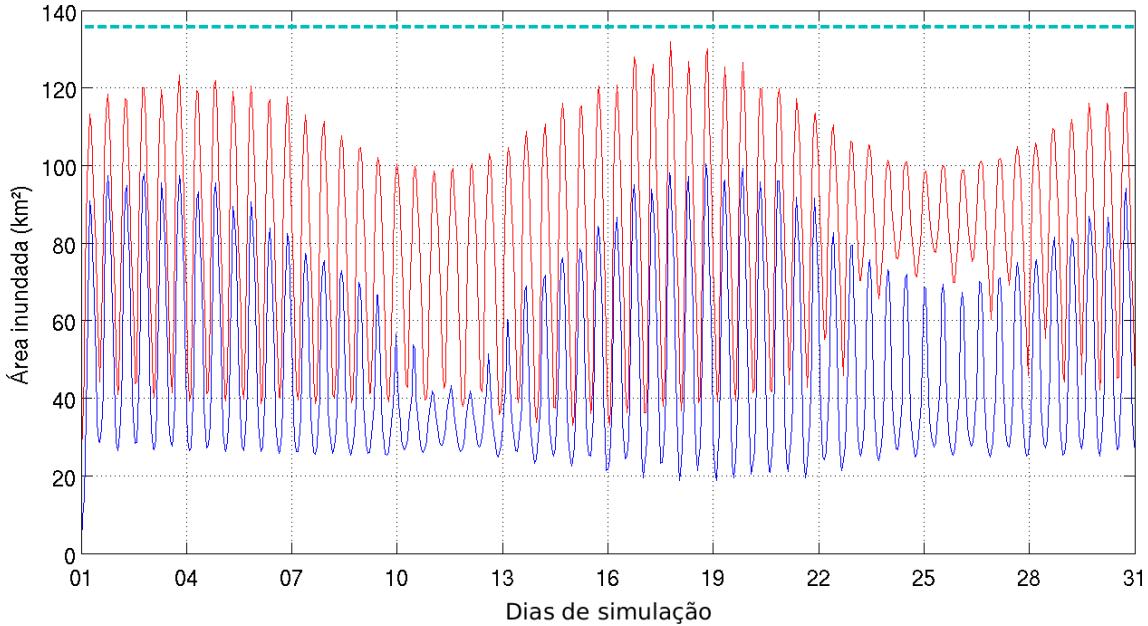


Figura 62: Área inundada, em km², durante os experimentos 1 (azul) e 2 (vermelho) na grade B2, para o mês simulado indicado em cinza na Figura 60. A linha tracejada indica a área máxima permitida para o alagamento nos experimentos realizados.

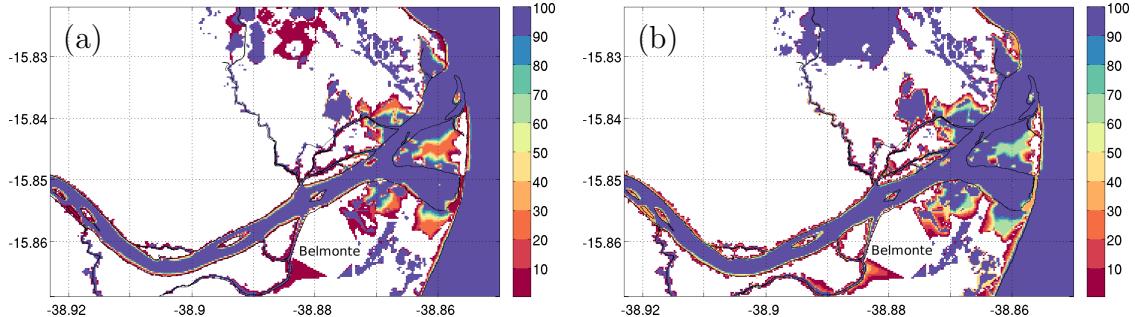


Figura 63: Percentual do tempo em que as células da grade BM1 permaneceram alagadas durante os experimentos 1 (a) e 2 (b).

Com isso, na região, é observada a maior extensão da inundação e a maior persistência do alagamento ao longo do tempo. Como as principais regiões sob influência correspondem a manguezais (ver uso do solo apresentado em VASCONCELOS *et al.*, 2015) e já que, para a manutenção desses ecossistemas, o alagamento e o secamento se fazem necessários, a tendência será da migração desses manguezais para as áreas mais propícias para o seu desenvolvimento, crescimento e manutenção (SCHAEFFER-NOVELLI, 2000). De acordo com o uso do solo atual e as características topográficas da região, essa migração seria possível em algumas áreas adjacentes aos manguezais. No entanto, ainda que a migração fosse permitida sem que houvesse impedimentos antrópicos nesse processo, poucas áreas ofereceriam as condições ideais de alagamento para esse ecossistema.

As espécies de mangue têm diferentes tolerâncias à inundaçāo. Há um limite em termos de frequência e duração aos quais as florestas de mangue podem estar submetidas ao alagamento (HE *et al.*, 2007; KRAUSS *et al.*, 2006, 2014). Dessa forma, para o povoamento de outras áreas, além da disponibilidade de espaço de acomodação lateral, é necessário um conjunto de condições ambientais favoráveis.

Para que esses ecossistemas acompanhem a subida do NM, fatores como o estoque sedimentar são determinantes para a acrescāo vertical. Essa acrescāo também é favorecida quando a inundaçāo é menos frequente e quando há alta taxa de acumulação de raízes, sendo esta última fundamental para manter o ritmo da subida do NM (MCKEE *et al.*, 2007).

Apesar dos manguezais serem adaptáveis a novas condições de NM, a sua migração é dada a taxas lentas, de forma que, se a taxa de subida do NM exceder a taxa potencial de adaptação do ecossistema relacionada à acrescāo vertical, a área destinada ao ecossistema é de fato perdida (HASHIMOTO *et al.*, 2006; HE *et al.*, 2007; NICHOLLS *et al.*, 1999; WOODROFFE e GRINDROD, 1991).

Pequenas mudanças da ordem de 1 mm por ano podem afetar a sobrevivência dos manguezais (KRAUSS *et al.*, 2014). Para a região de Belmonte, a subida média é de 7,0 mm por ano (Figura 59) e as alturas de maré no local são de aproximadamente 2,3 m (Figura 61). Os locais com pequena amplitude de maré são significativamente mais vulneráveis que aqueles com regimes de macromarés, já que menores amplitudes são mais susceptíveis a mudanças no aporte de sedimentos com o aumento do NM. Assim, os manguezais localizados em regiões com grande aporte sedimentar são menos vulneráveis ao desaparecimento (NICHOLLS *et al.*, 1999; SCHAEFFER-NOVELLI *et al.*, 2016; SPENCER *et al.*, 2016).

De acordo com a revisão feita por SCHAEFFER-NOVELLI *et al.* (2016), os manguezais sujeitos a um regime de macromarés se adaptariam a subidas em torno de 10 a 15 mm por ano no NM, enquanto que, em regimes de micromarés, a taxa de 2,8 mm por ano de subida acarretaria um déficit na deposição sedimentar. No caso da região de estudo, o rio Jequitinhonha transporta para a zona costeira 27 milhões t de sedimentos por ano, que, em longo prazo, resulta em um processo de acrescāo na linha de costa (BERNAL, 2009; BITTENCOURT *et al.*, 2000). Essas condições, a princípio, propiciariam a acrescāo vertical do ecossistema; contudo, a subida do NMM prevista corresponde a 33,2% da amplitude de maré.

De acordo com a parametrização de NICHOLLS *et al.* (1999) acerca da disponibilidade de sedimentos e biomassa para a acrescāo vertical, além de considerar os aspectos locais relacionados à amplitude de marés de sizígia e a taxa de subida do NM projetada até o próximo século, a subida relativa do NM não dimensional ($RSLR^*$) no local é de 0,30 (ver método no item 6.5.2.3). Dessa forma, a acrescāo vertical nos manguezais da grade BM1 é menor que a subida do NM ($RSLR_{crit}^*$ de

0,13 a 0,17), indicando a perda de 13,43 a 17,43% da área atual.

Isso mostra que, para que não haja nenhuma perda de área em relação à extensão atual desse ecossistema, seria necessária a migração lateral a fim de acomodar essa área perdida. Um fator limitante, no entanto, é que essa região compõe um segmento da costa brasileira classificado por SCHAEFFER-NOVELLI *et al.* (2016) como vulnerável a ameaças não climáticas associadas a atividades econômicas, apesar da disponibilidade de substratos propícios ao desenvolvimento desse ecossistema. Com isso, além da migração e alterações no padrão de zonação, é esperada para a região de estudo a diminuição na extensão das áreas de manguezais.

Na Figura 64, é possível observar como η varia ao longo de um ciclo de maré de sizígia na região de Belmonte no cenário climático atual (Experimento 1). Nos primeiros cinco painéis ([a] a [e]), o fluxo de enchente é representado e observa-se que, apesar do fluxo fluvial, a maré se direciona a montante alcançando o limite oeste da grade numérica. Em [f], é representado o estofo de enchente, com as maiores elevações observadas tanto ao longo do rio Jequitinhonha e área oceânica adjacente, quanto nas margens próximas à sua foz, incluindo o delta. Nos instantes subsequentes ([g] a [l]), o fluxo é de vazante e são observadas as maiores velocidades ao longo do curso do rio Jequitinhonha, já que há o efeito conjunto da vazão fluvial e do escoamento do prisma de maré. Ao iniciar o processo de vazante, é observado o secamento gradual das áreas previamente alagadas durante enchente (Figura 64).

O mesmo comportamento é observado ao considerar o escoamento barotrópico e η para a mesma área no cenário climático futuro (Experimento 2) (Figura 65). No entanto, enquanto no experimento 1 o maior η observado era inferior a 1,5 m (Figura 64), ao considerar os resultados para o final do século, a maior elevação passa a ser 2,0 m. Além disso, observa-se que, mesmo durante o período de vazante, onde ocorre o secamento devido ao recuo do volume de água acumulado durante a enchente de maré, algumas regiões permanecem alagadas, porém a espessura de água acumulada é inferior ao computado na enchente.

De uma forma geral, observa-se o alagamento durante as enchentes e o secamento durante as vazantes, com maior extensão de área inundada durante o estofo de enchente e menor extensão durante o estofo de vazante, em ambos os experimentos, e maiores elevações da superfície livre no experimento 2.

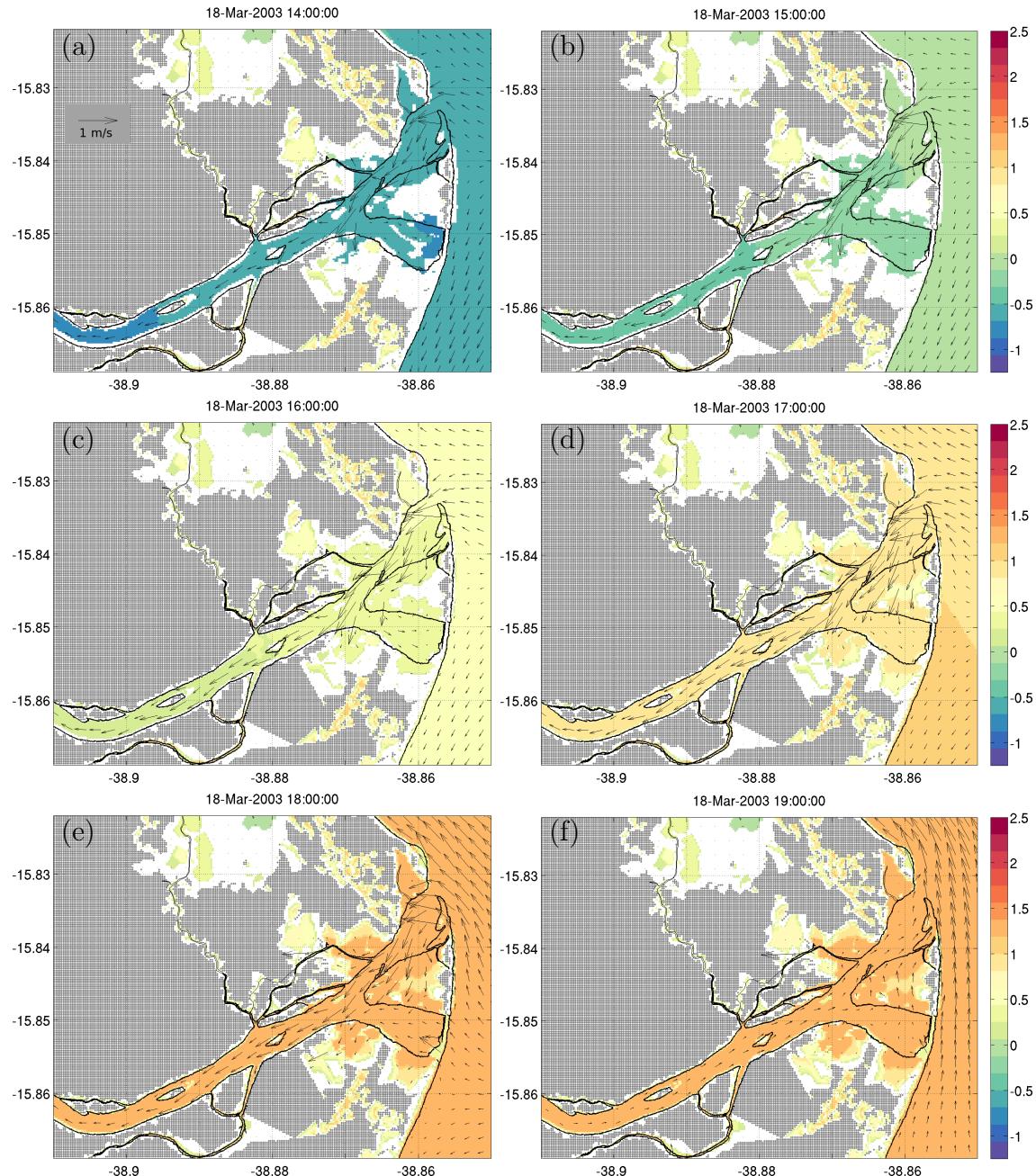


Figura 64: Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região BM1 durante a sizígia no experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local. (cont.)

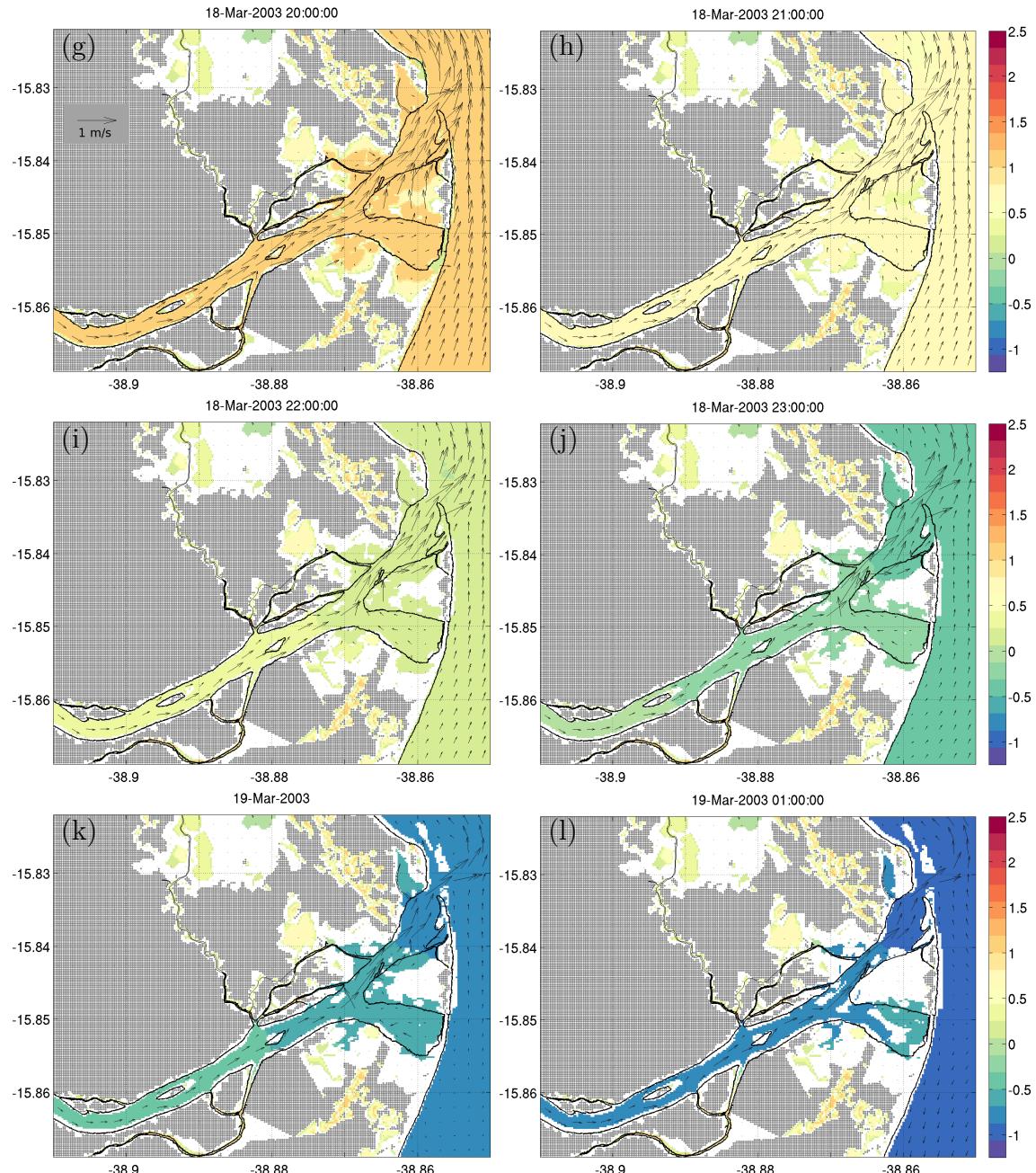


Figura 64: (cont.) Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região BM1 durante a sizígia no experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local.

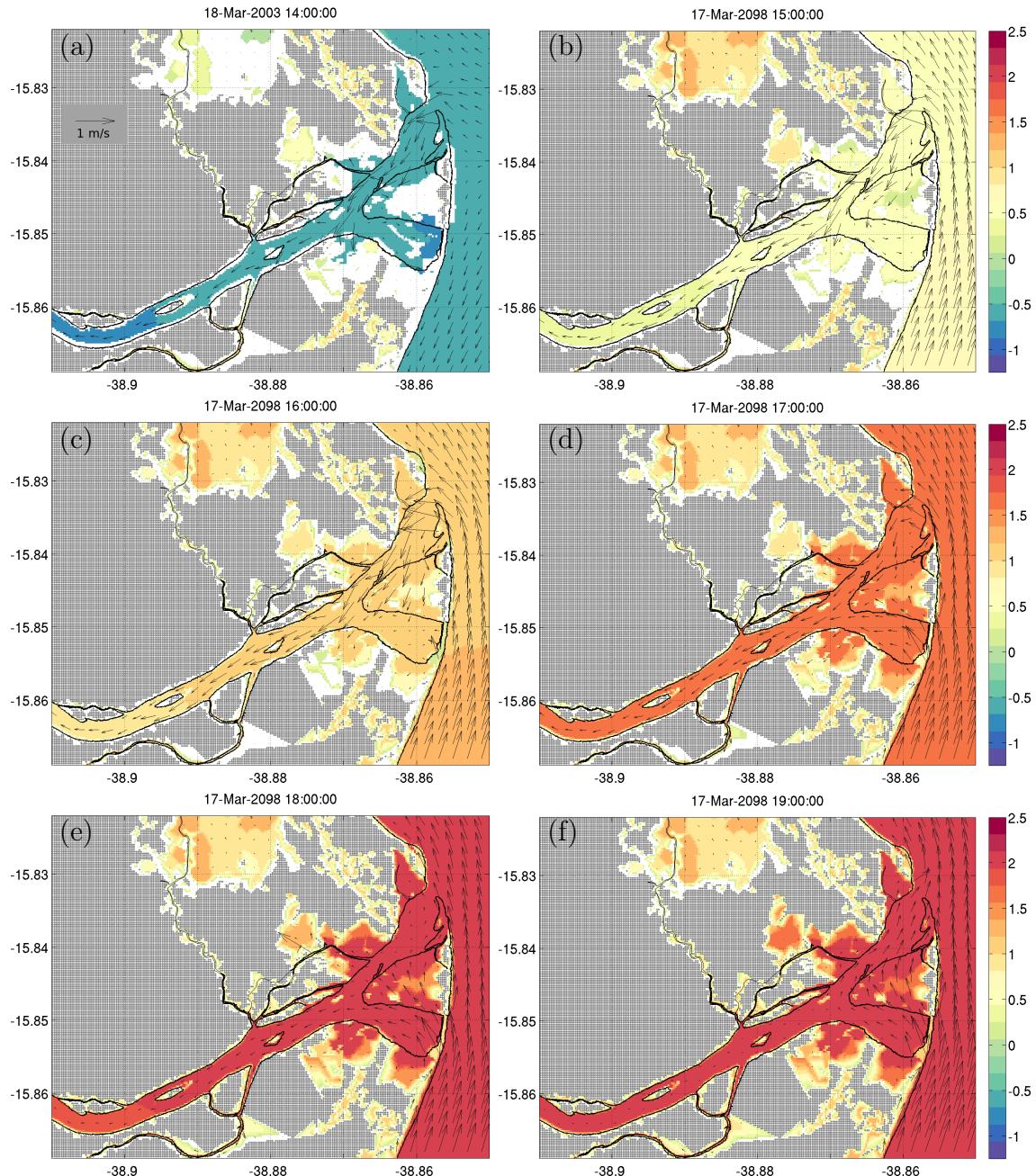


Figura 65: Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região BM1 durante a sizígia no experimento 2. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local. (cont.)

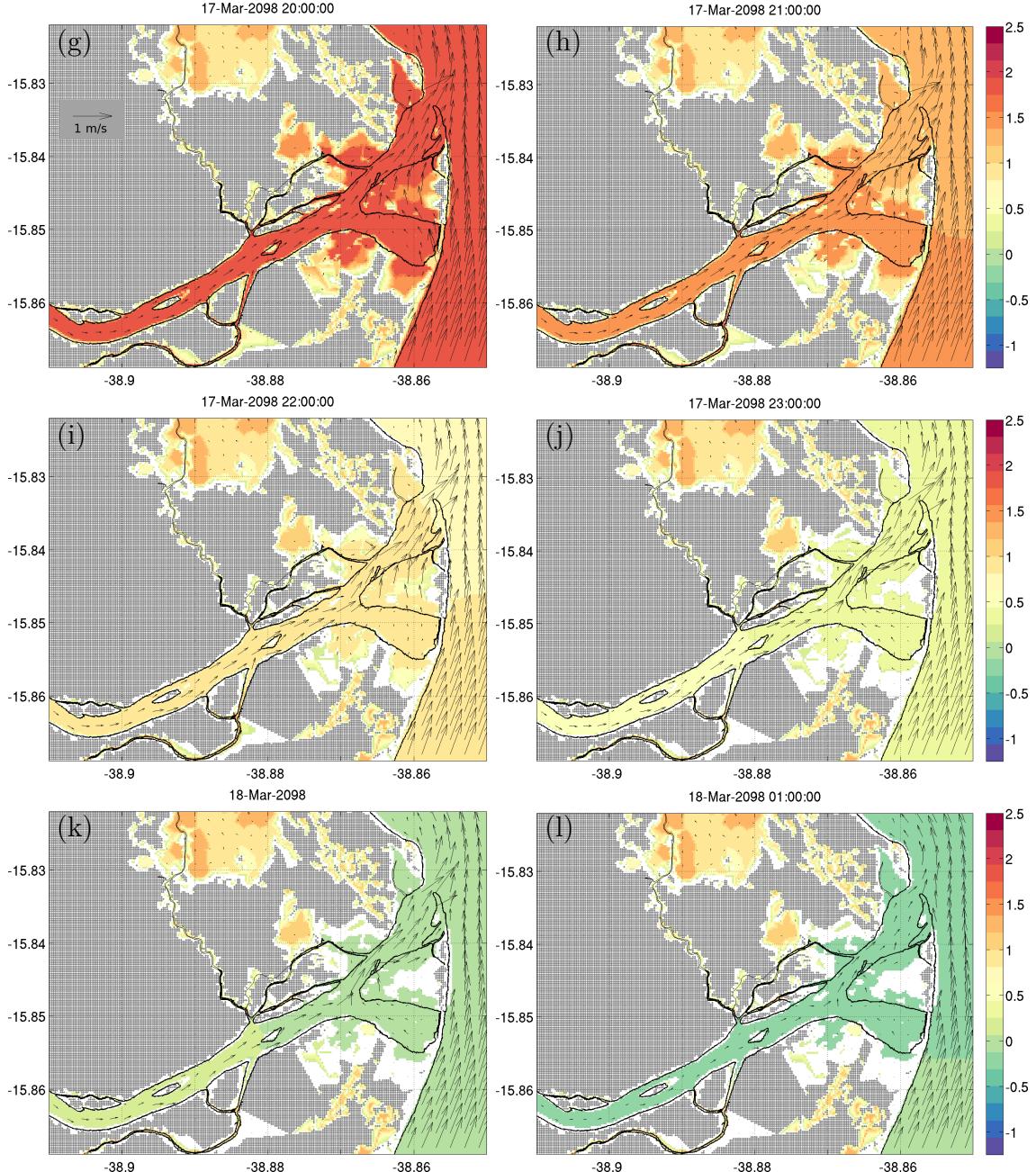


Figura 65: (cont.) Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região BM1 durante a sizígia no experimento 2. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local.

Na Figura 66, é possível observar como a extensão das áreas inundadas varia ao longo do ciclo de maré no experimento 1 e a evolução da elevação da superfície livre na foz do rio Jequitinhonha nas séries temporais. É representado o mesmo período de sizígia que na Figura 64. Nos painéis superiores ([a] a [c]), são representados três instantes de enchente e o aumento gradual da área alagada.

Nos painéis inferiores ([d] a [f]), é observado o processo inverso, onde o secamento chega a expor bancos de areia localizados na região próxima à foz do rio (Figura 66f). No experimento 2, no entanto, menos áreas são expostas durante a vazante e a maior extensão da inundação pode ser observada tanto durante o período de enchente quanto no de vazante (Figura 67).

Considerando a maior área inundada nos experimentos 1 e 2, percebe-se que há um aumento da inundação nas margens do rio Jequitinhonha, ao longo de toda a extensão incluída na grade numérica, principalmente no entorno da cidade de Belmonte (Figura 68). Observa-se que, apesar do aumento no NM e na extensão da inundação, não foram observados alagamentos na cidade de Belmonte.

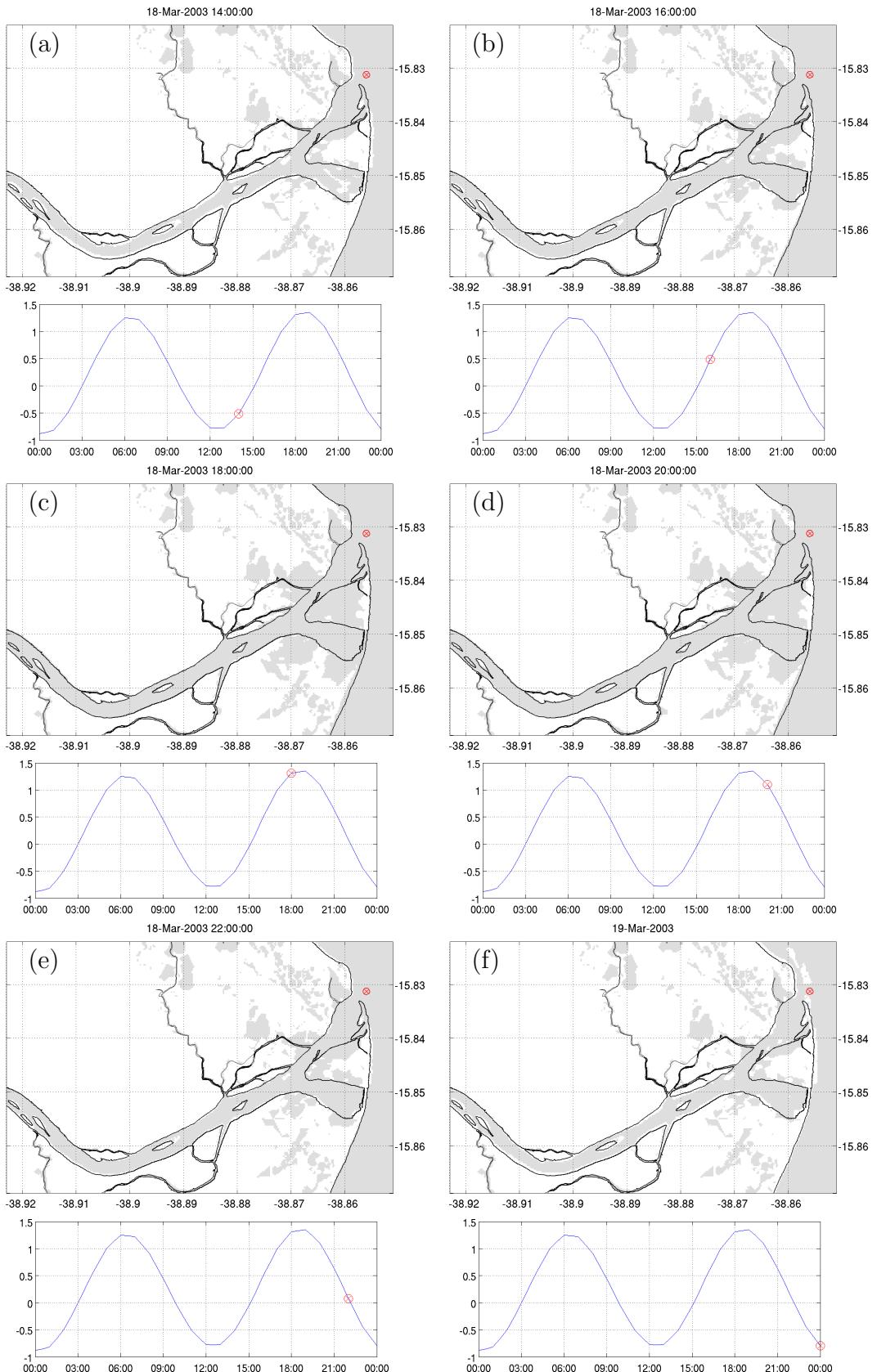


Figura 66: Inundação durante a maré enchente (a:c) e vazante (d:e) de sizígia na região BM1 para o experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas alagadas. No painel inferior, é mostrada a série de elevação da superfície livre no ponto em vermelho destacado no painel superior, em azul, com destaque em vermelho para o instante representado no painel superior.

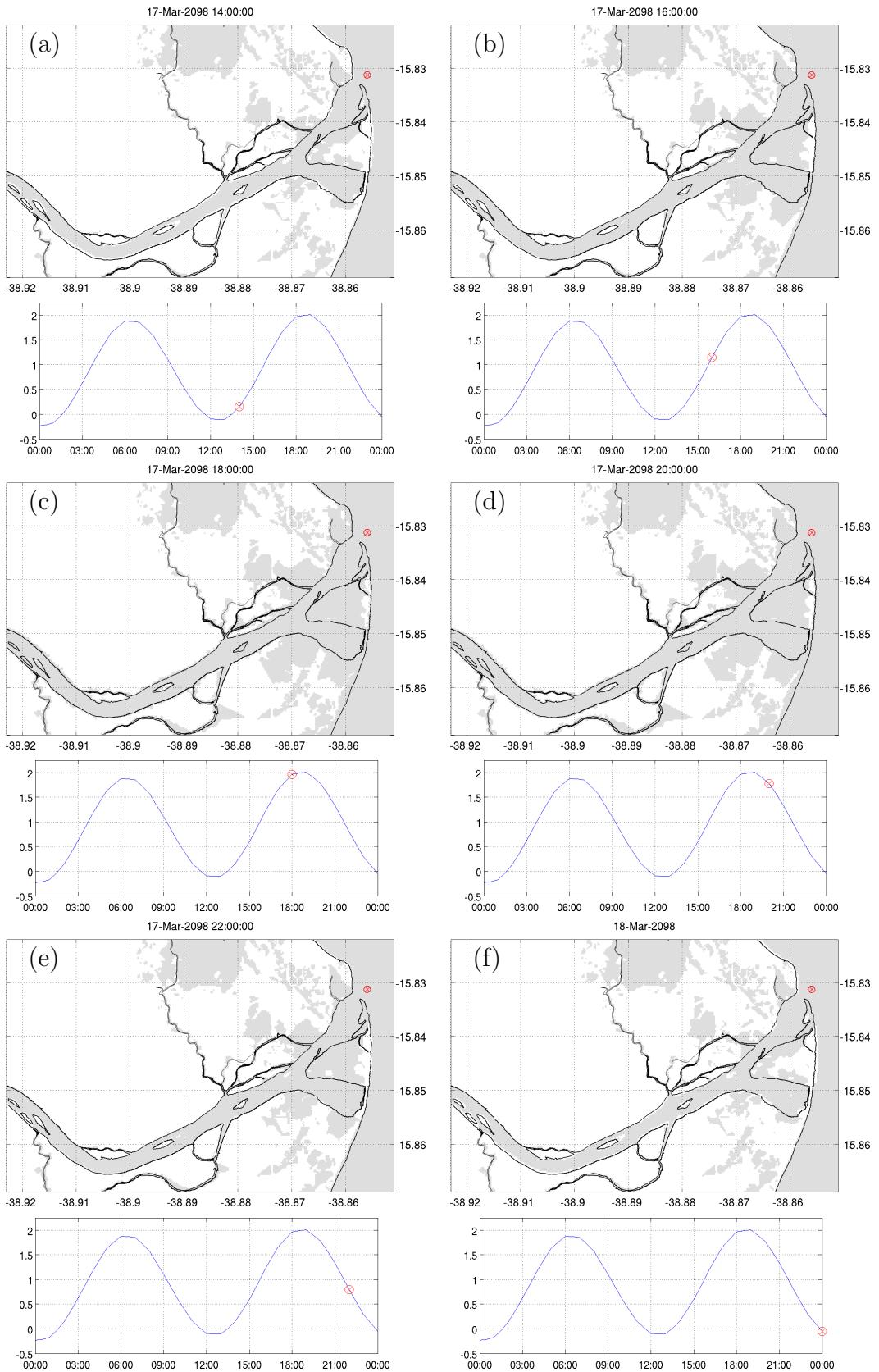


Figura 67: Inundação durante a maré enchente (a:c) e vazante (d:e) de sizígia na região BM1 para o experimento 2. As áreas em cinza correspondem àquelas alagadas. No painel inferior, é mostrada a série de elevação da superfície livre no ponto em vermelho destacado no painel superior, em azul, com destaque em vermelho para o instante representado no painel superior.

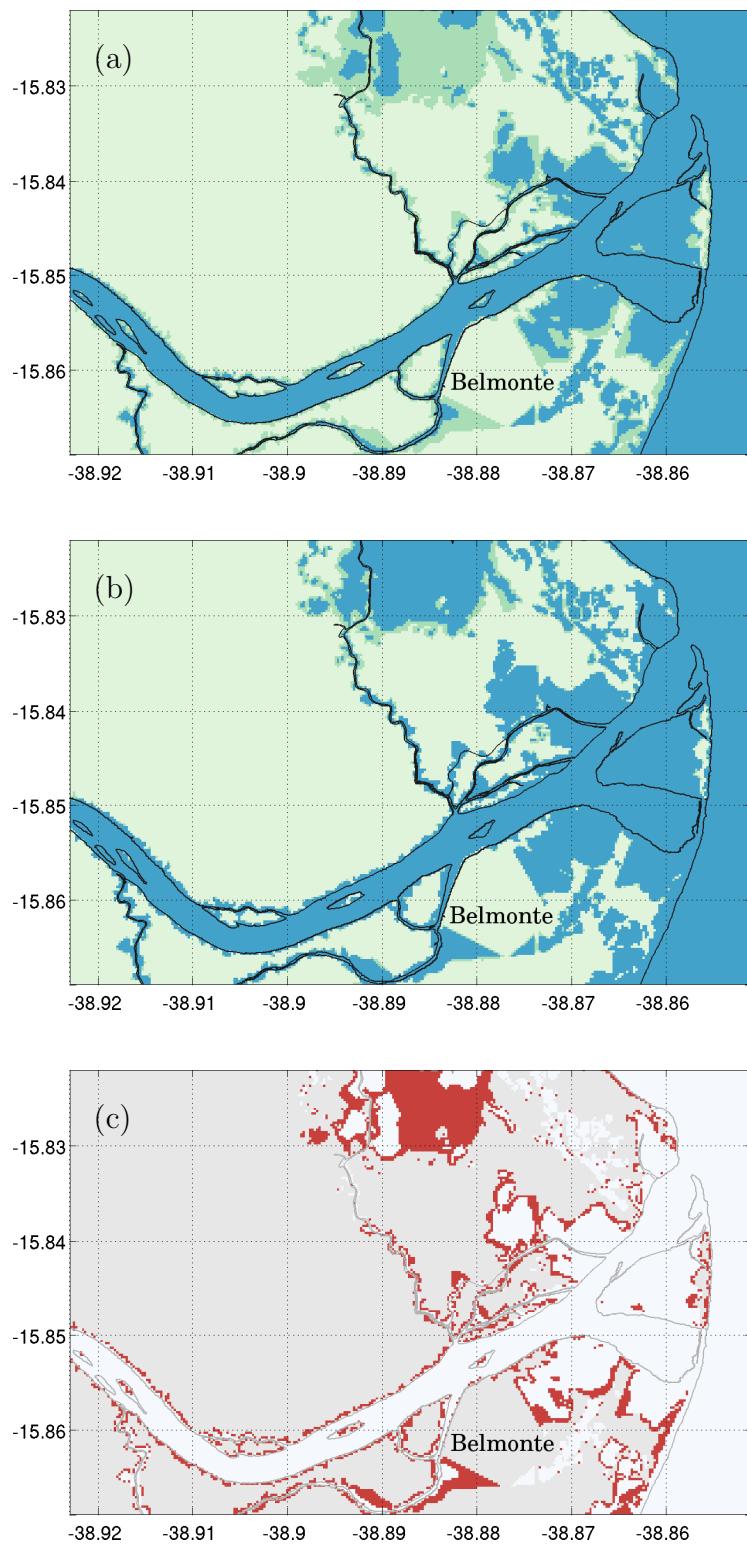


Figura 68: Área máxima inundada no experimento 1 (a) e no experimento 2 (b) na região BM1, em azul, e diferença entre as áreas inundadas entre os dois experimentos (c), em vermelho. Em (a) e (b), as áreas em verde claro representam àquelas onde não é permitido o alagamento e as áreas em verde escuro àquelas onde o alagamento é permitido, porém permanecem secas.

7.3.2 Área de estudo 2

A área de estudo 2 engloba parte da costa do Rio de Janeiro, que apresenta ao longo de sua extensão diferentes tipos de morfologias costeiras e usos do solo; no entanto, a linha de costa em sua maioria é dominada por áreas urbanas (CIDE, 2001). No entorno da BG, ainda há uma área remanescente de manguezais, relativamente bem conservados (SOARES *et al.*, 2010), representada na grade numérica RM1.

Na região da BG, de acordo com os resultados da grade R1, a elevação da superfície livre oscila de -0,36 a 0,81 m, passando para uma variação de 0,37 a 1,66 m no final do século. A variação dos níveis na Ilha Fiscal é mostrada na Figura 69. Considerando somente o período de março e os resultados de maior resolução espacial e temporal da grade R2, observa-se que as amplitudes passam para a faixa de -0,45 a 0,94 m no experimento 1 e para 0,29 a 1,59 m, no experimento 2, representando a mudança do NM local em 0,69 m (Figura 70) no mês analisado, correspondente ao observado na área de estudo 1 (Figura 61).

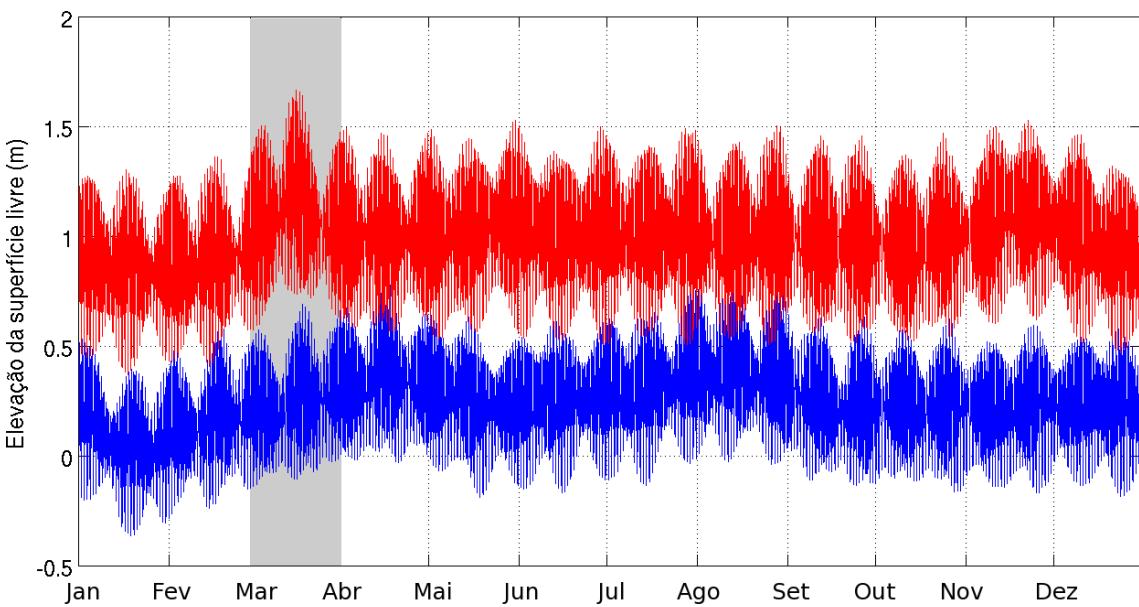


Figura 69: Elevação da superfície livre estimada em R1, considerando os resultados do experimento 1 (azul) e experimento 2, em metros, na Ilha Fiscal (RJ). A área em cinza destaca o período utilizado para os aninhamentos nas grades de maior resolução.

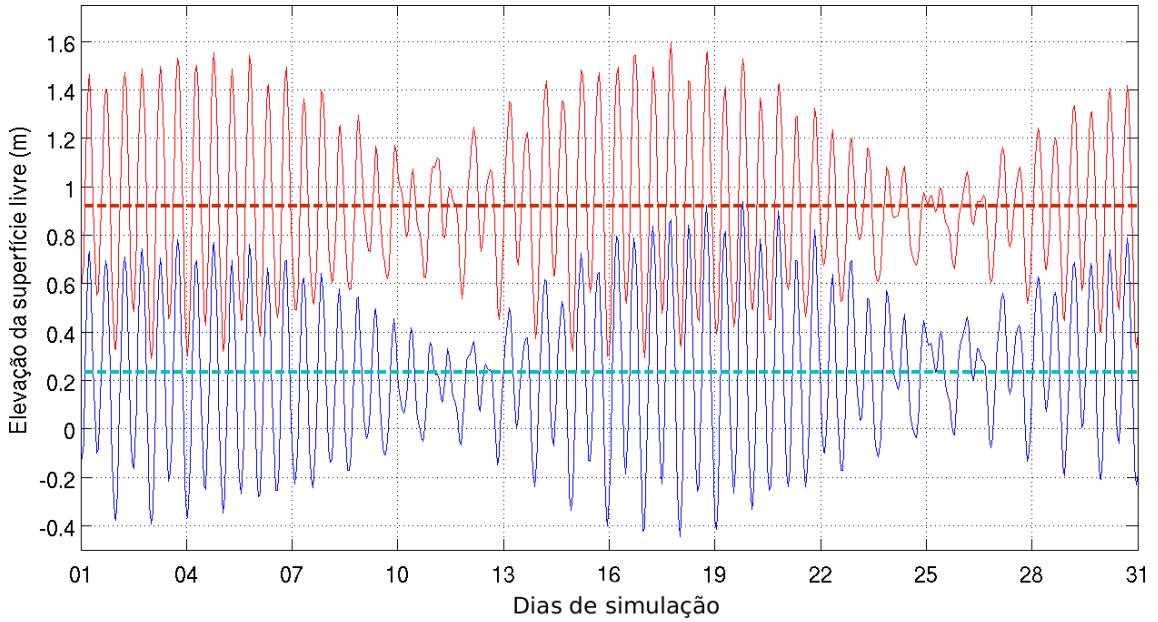


Figura 70: Elevação da superfície livre, em metros, considerando os resultados dos experimentos 1 (azul) e 2 (vermelho) na grade R2, para o mês simulado indicado em cinza na Figura 69, na Ilha Fiscal (RJ). As linhas tracejadas indicam os níveis médios locais estimados em cada experimento.

Essa mudança no NM local ocasiona diferentes padrões de inundação na região do entorno da Baía de Guanabara, representada no presente estudo pela grade numérica R2. A área máxima permitida para o alagamento na grade R2 corresponde a $15,39 \text{ km}^2$. No experimento 1, essa inundação máxima foi obtida em 7,79% do tempo modelado. No experimento 2, o limite máximo de inundação foi atingido em 77,05% do tempo modelado (Figura 71).

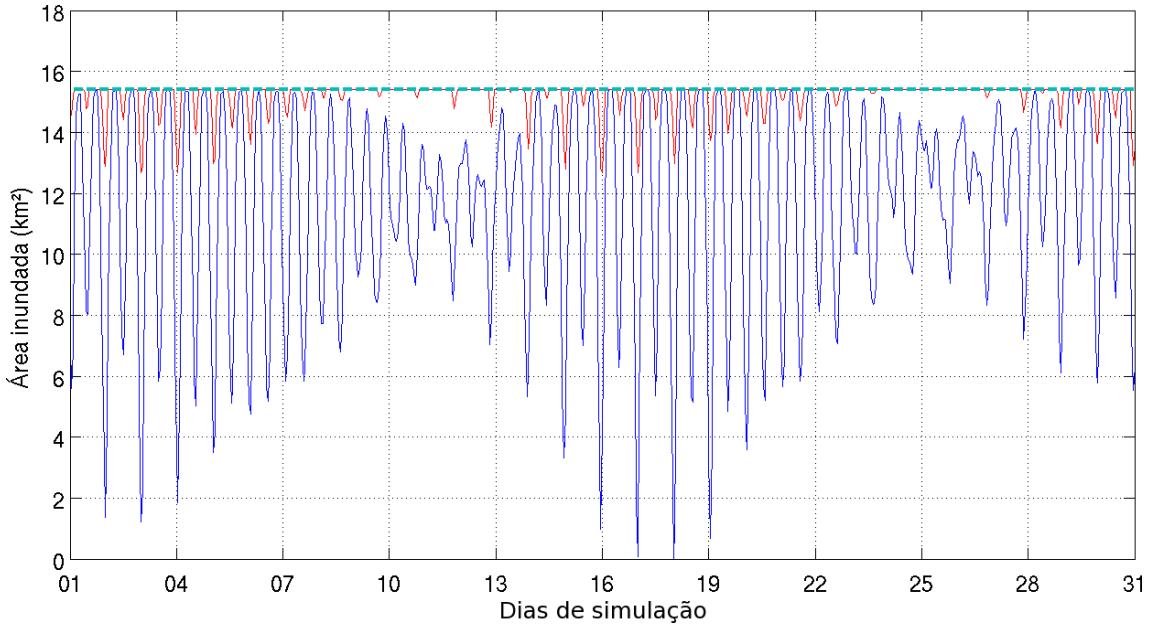


Figura 71: Área inundada, em km^2 , durante os experimentos 1 (azul) e 2 (vermelho) na grade R2, para o mês simulado (indicado em cinza na Figura 69). A linha tracejada indica a área máxima permitida para o alagamento nos experimentos realizados.

Dessa forma, ao final do século, espera-se a maior extensão das áreas sujeitas ao alagamento e, principalmente, a maior permanência dessa inundação marinha. Esse comportamento é explicitado ao se observar o percentual do tempo em que as células de grade permaneceram alagadas durante o período de modelagem apresentados nos tópicos a seguir. Devido às diferentes características das três regiões modeladas em alta resolução nessa área de estudo, os resultados foram separados para as grades RM1 (Manguezais da APA Guapimirim) e RC1 (Cidade do Rio de Janeiro) e RC2 (Cidade de Niterói).

7.3.2.1 RM1

A grade RM1 representa os principais remanescentes de manguezais da Baía de Guanabara, localizados na porção leste ao fundo da baía, que compõem um sistema que se estende pelos municípios de Magé, Guapimirim, Itaboraí e São Gonçalo (SOARES *et al.*, 2010).

Nessa região, o efeito do aumento do NM é claramente observado com os resultados obtidos com o presente estudo. Considerando o percentual do tempo em que os pontos de grade permaneceram inundados em cada experimento, praticamente toda a extensão composta por esse ecossistema permanece alagada durante todo o período de modelagem do experimento 2 (Figura 72).

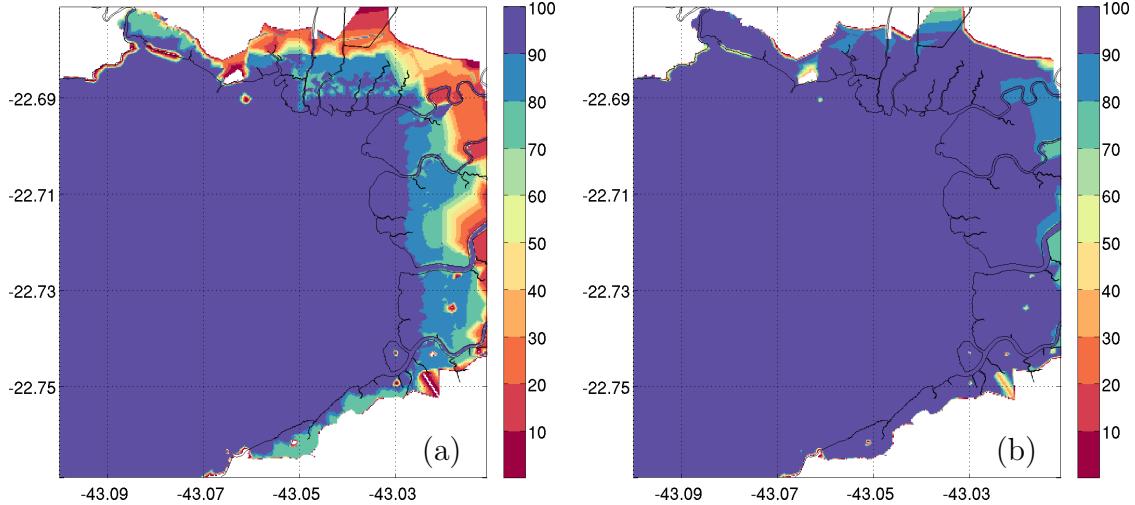


Figura 72: Percentual do tempo em que as células da grade RM1 permaneceram alagadas durante os experimentos 1 (a) e 2 (b).

Na Figura 73, é representada a variação de η ao longo de um ciclo de maré considerando as condições climáticas atuais (Experimento 1). Nos primeiros painéis ([a] a [e]), observa-se o período de enchente de maré e o direcionamento das correntes para nordeste. Em [f], é observada a inversão das correntes e o maior valor de η , representando o estofo de enchente. Nos instantes seguintes (painéis [g] a [l]), é representado o processo de vazante e o recuo gradual das águas em direção à baía, com correntes predominantemente para sudoeste. No estofo de vazante, observa-se o menor nível de água, abaixo de -0,4 m (Figura 73[l]).

O mesmo comportamento é observado no experimento 2; entretanto, os níveis observados são superiores, apresentando η positivo mesmo no estofo de vazante (Figura 74[l]), refletindo o aumento do NM na região. Além disso é observada uma modificação no padrão de inversão das correntes, que, devido ao maior volume de água acumulado ao fundo da baía, gera correntes de vazante mais intensas e um meandramento, mudando o sentido de oeste para sul (painéis [g] a [l]).

Assim como o esperado e observado na área de estudo 1, é possível identificar o alagamento e o secamento ao longo do ciclo de maré e a maior extensão das áreas inundadas durante as enchentes considerando os cenários atual e futuro. No entanto, no cenário futuro, não é possível verificar o aumento significativo da área inundada no estofo de enchente em relação aos outros instantes do ciclo, devido às barreiras topográficas que limitam a expansão da inundação na região, ocasionando o maior empilhamento de águas na região (maior η) e o consequente maior tempo de permanência das áreas sob inundação (Figura 74[d]-[f] e Figura 72).

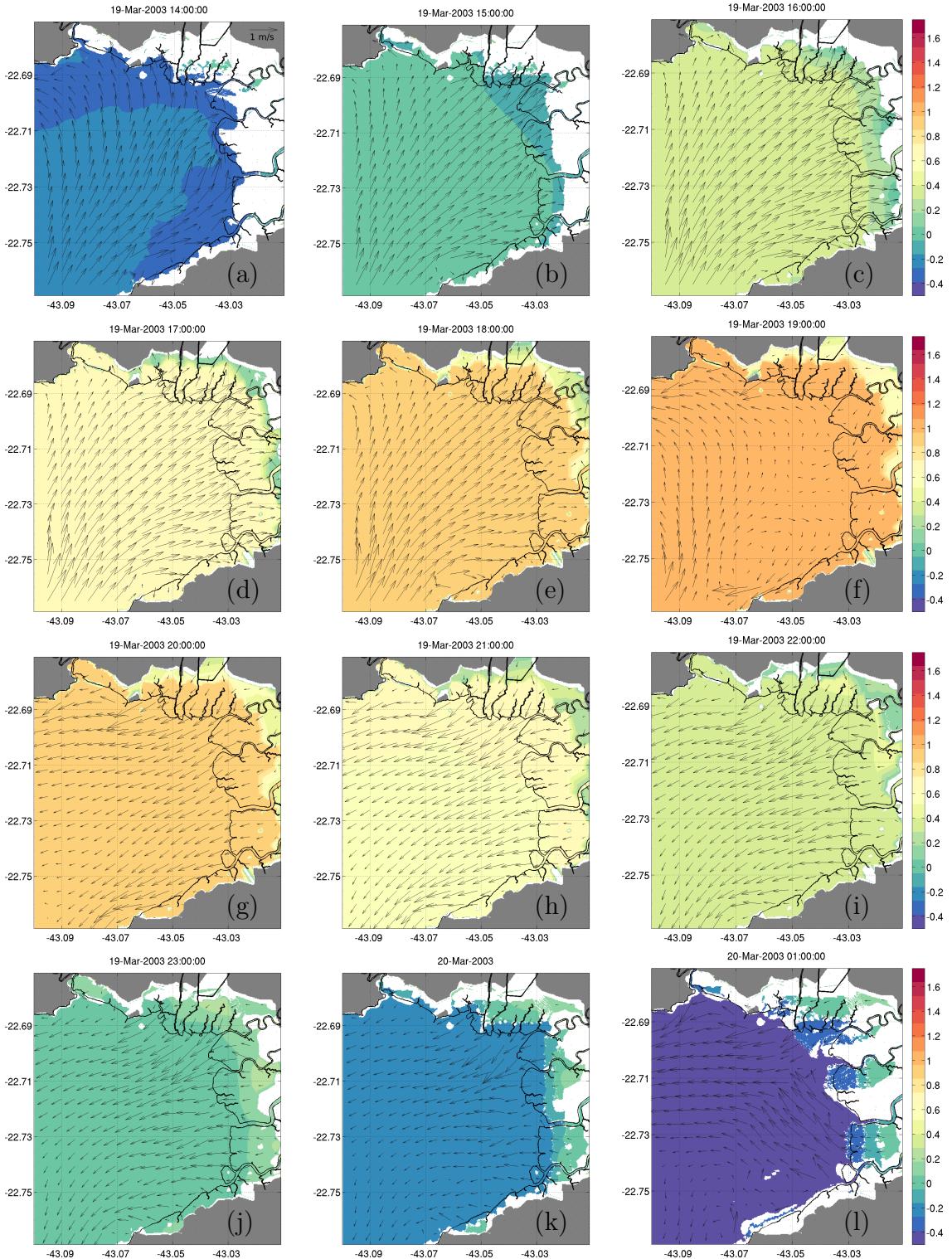


Figura 73: Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região RM1 durante a sizígia no experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local.

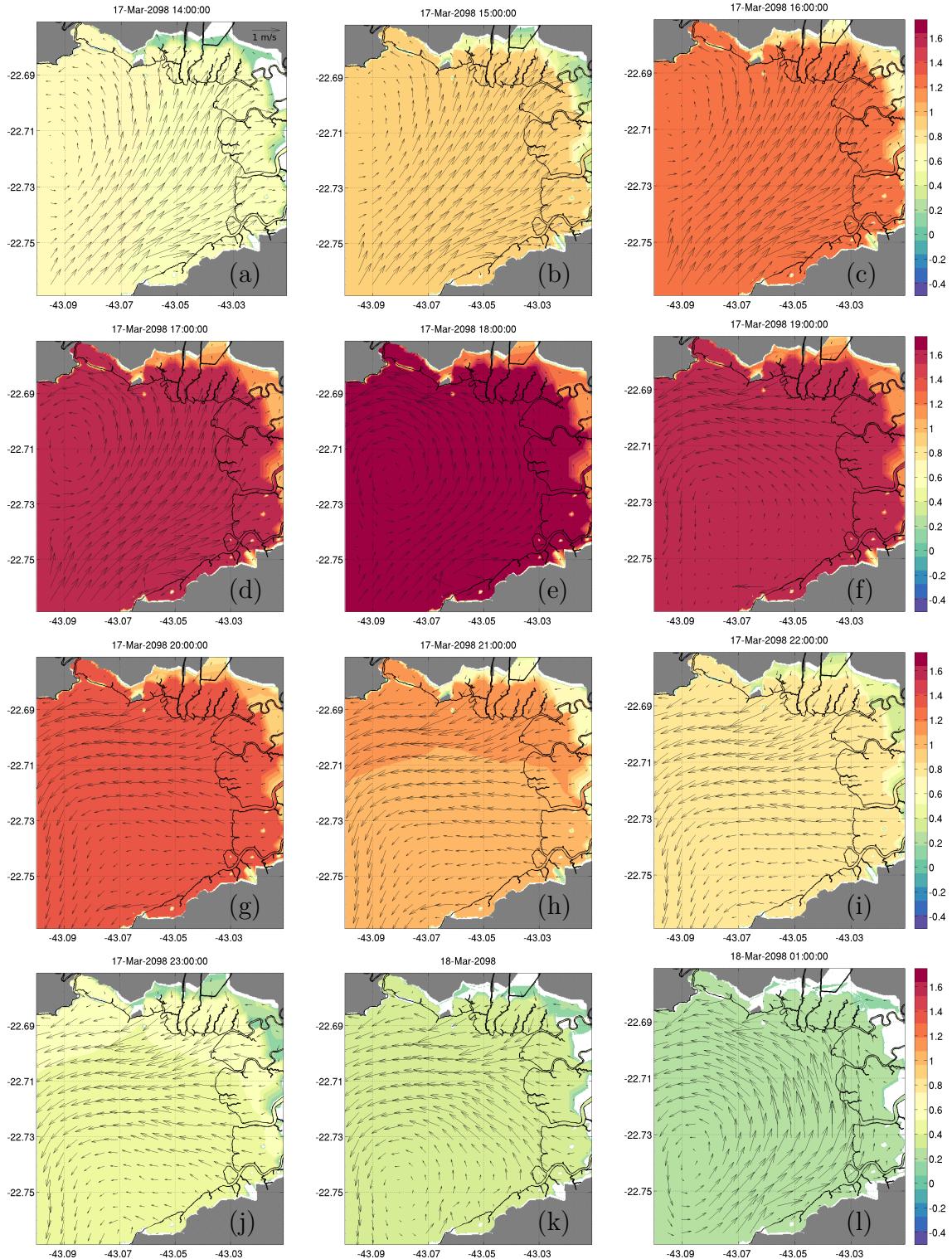


Figura 74: Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região RM1 durante a sizígia no experimento 2. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local.

Na Figura 75, é possível verificar a variação da extensão da inundação ao longo de um ciclo de maré de sizígia atual. Nota-se que, ao início da enchente, ainda há uma grande extensão de áreas secas, que são gradativamente alagadas conforme há o aumento em η (Figura 75[a]-[c]). Conforme o processo de vazante das marés é iniciado, há o recuo das águas e o secamento com início nas porções a montante dos rios (Figura 75[e]-[f]).

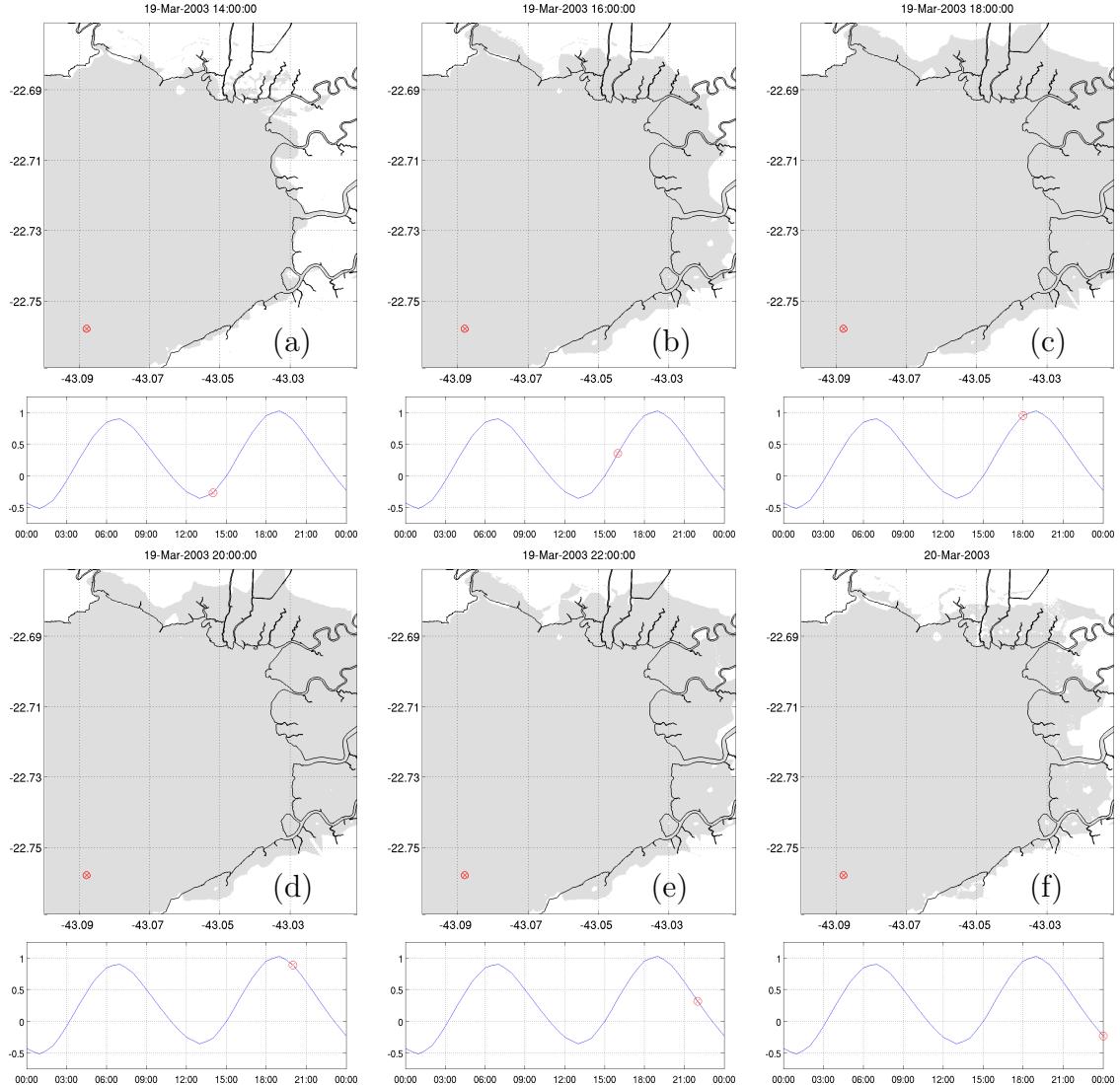


Figura 75: Inundação durante a maré enchente (a:c) e vazante (d:e) de sizígia na região RM1 para o experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas alagadas. No painel inferior, é mostrada a série de elevação da superfície livre no ponto em vermelho destacado no painel superior, em azul, com destaque em vermelho para o instante representado no painel superior.

No cenário futuro, conforme previamente mostrado na Figura 74, também é possível verificar o alagamento e o secamento de acordo com o avanço e recuo da maré. No entanto, o alagamento mínimo calculado no experimento 2 corresponde a

uma extensão superior em área ao atualmente observado (Figura 76). Essa maior área observada no estofo de vazante (Figura 76[a];[f]) indica que, ao final do século, o NM estará em uma altura suficiente para manter a totalidade das áreas de manguezais submersas, caso não haja a acresção vertical do ecossistema. Essa condição tende a ser observada por longos períodos de tempo, já que os instantes representados correspondem a um período equinocial de marés de sizígia, onde extremos de baixa-mares são observados.

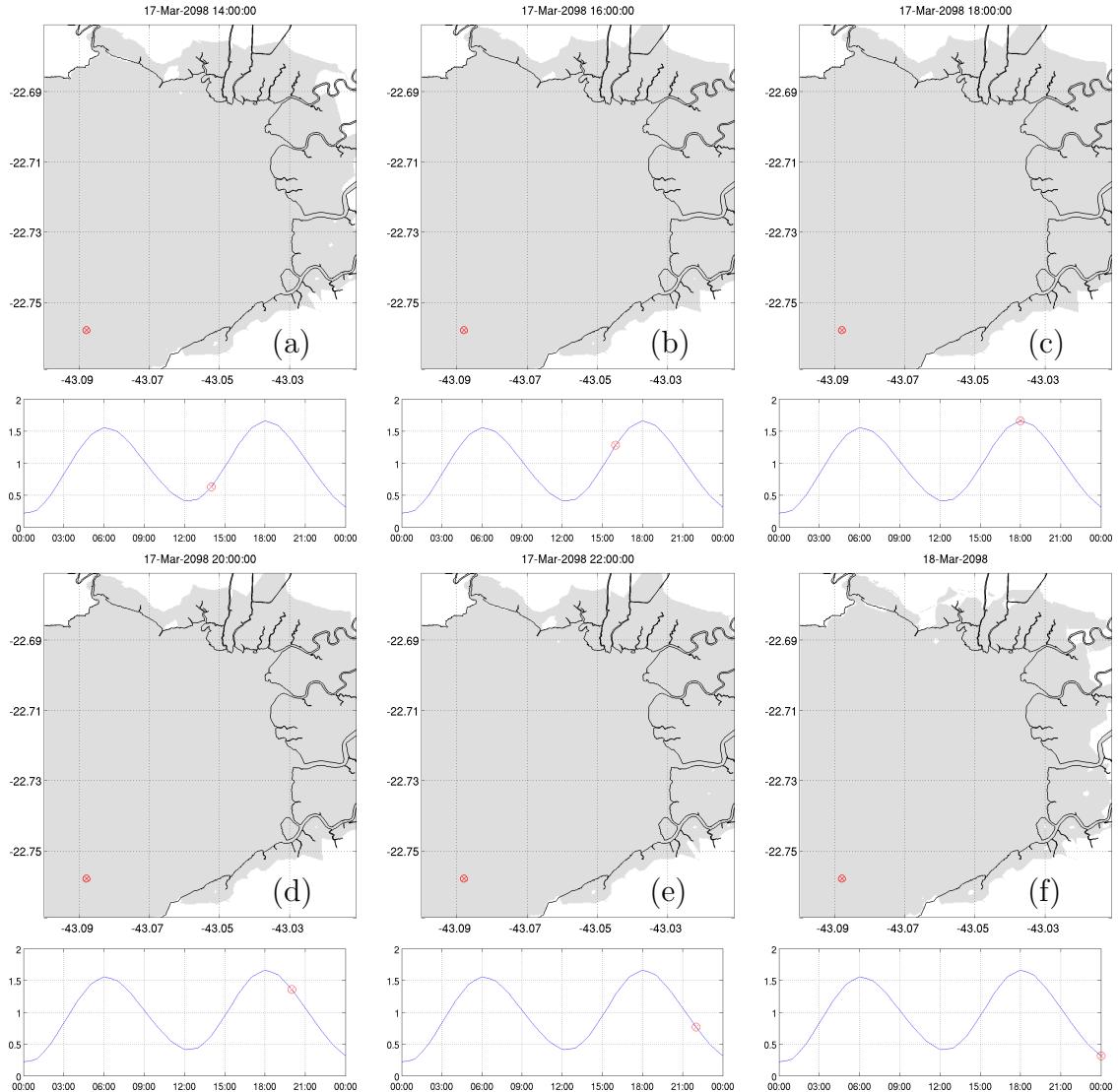


Figura 76: Inundação durante a maré enchente (a:c) e vazante (d:e) de sizígia na região RM1 para o experimento 2. As áreas em cinza correspondem àquelas alagadas. No painel inferior, é mostrada a série de elevação da superfície livre no ponto em vermelho destacado no painel superior, em azul, com destaque em vermelho para o instante representado no painel superior.

A acresção vertical na região foi avaliada a partir do levantamento das taxas de sedimentação estimadas a partir de testemunhos sedimentares. No sudeste

do Brasil, as taxas de acresção sedimentar verificadas nos manguezais variaram de 0,2 a 16 mm por ano (BAPTISTA NETO *et al.*, 2013; FRANÇA *et al.*, 2013; SANDERS *et al.*, 2008, 2010, 2014). No Estado de São Paulo, taxas de 2,6 a 3,4 mm por ano foram calculadas nos manguezais de Cananeia e 6,7 mm por ano em Cubatão (SANDERS *et al.*, 2010, 2014). Já nos manguezais da bacia do rio Doce, no Espírito Santo, as taxas de sedimentação variaram de 0,2 a 16 mm por ano, porém as menores taxas foram observadas nos últimos 7.000 anos (FRANÇA *et al.*, 2013).

No Rio de Janeiro, a taxa de sedimentação foi calculada em 2,4 mm por ano, no manguezal de Mauá, no município de Magé, ao fundo da BG e a oeste da grade RM1 (BORGES *et al.*, 2009). Essa taxa é considerada pequena, por se tratar de uma região com influência antropogênica; no entanto, em um ponto mais próximo aos manguezais da APA Guapimirim, a taxa de sedimentação foi estimada em 6,7 mm por ano (BAPTISTA NETO *et al.*, 2013). Taxas de acúmulo menores foram calculadas em áreas sob menor pressão antrópica no Estado, como é o caso do manguezal de Ilha Grande, avaliado por SANDERS *et al.* (2008), com taxa de sedimentação de 1,7 mm por ano.

Como a possibilidade de aumento de altura dos manguezais é definida pela disponibilidade sedimentar e a taxa de aumento do NM, podemos avaliar a possibilidade de acresção ao final do século usando o modelo paramétrico proposto por NICHOLLS *et al.* (1999) (Item 6.5.2.3). Como a altura de marés de sizígia no local é de 1,25 m e a subida do NM projetada para a região no presente estudo foi de 0,75 m por século, a subida crítica no local ($RSLR^*$) é de 0,60.

Apesar de corresponder a uma aproximação, os valores utilizados são consistentes com as taxas de sedimentação nos locais próximos à área de estudo, conforme a literatura, e podem indicar a resposta do ecossistema local às mudanças previstas. Para a região, SOARES *et al.* (2010) estimam que os manguezais sejam capazes de se acomodar a uma taxa de elevação do NM de 0,5 m por século, utilizando como base o comportamento de migração observado nos manguezais de Guaratiba, localizados na porção mais ao sul do Rio de Janeiro. Com os resultados do presente estudo, segundo essa parametrização, a acresção vertical nos manguezais da grade RM1 é menor que a subida do NM ($RSLR_{crit}^*$ de 0,24 a 0,32), indicando a perda de 28,32 a 36,32% da área e a necessidade de migração lateral.

A acomodação lateral, no entanto, pode ser prejudicada devido às características da região. Apesar da porção central das florestas de mangue em questão serem bem conservadas, alguns pontos estão sob forte influência antrópica, como é o caso da área entre o rio Guapi e Piedade e daquela próxima aos rios Iriri e Suruí, onde é observada uma marcada expansão urbana, assim como nas proximidades de São Gonçalo (SOARES *et al.*, 2010). Além disso, parte desse ecossistema está geograficamente limitada e confinada por feições de relevo com topografia elevada,

como é observado ao sul do rio Guaxindiba (SOARES *et al.*, 2010).

De acordo com SOARES *et al.* (2010), os manguezais da grade RM1 são considerados altamente vulneráveis à subida do NM justamente pelos impedimentos à acomodação lateral que incluem a alta urbanização das áreas adjacentes e as barreiras topográficas.

Essa limitação na migração lateral dos manguezais da região é corroborada pelos resultados encontrados no presente trabalho. A extensão máxima onde foi observada a intrusão das águas da BG no experimento 1 e no experimento 2 permite analisar quais áreas poderiam se tornar abrigo para os manguezais que potencialmente experimentarão o alagamento permanente no futuro. No entanto, como mostrado na Figura 77, a área inundável não é significativamente ampliada no experimento 2 e somente a região delimitada em vermelho (Figura 77[c]) seria uma potencial área de refúgio. Essa região, com aproximadamente $0,52 \text{ km}^2$, é consideralmente menor do que a extensão atual desse ecossistema em RM1 (aproximadamente $30,91 \text{ km}^2$), indicando que o efeito conjunto das marés, do aumento do NM e da presença de barreiras topográficas levariam à perda de grandes extensões de manguezais no local.

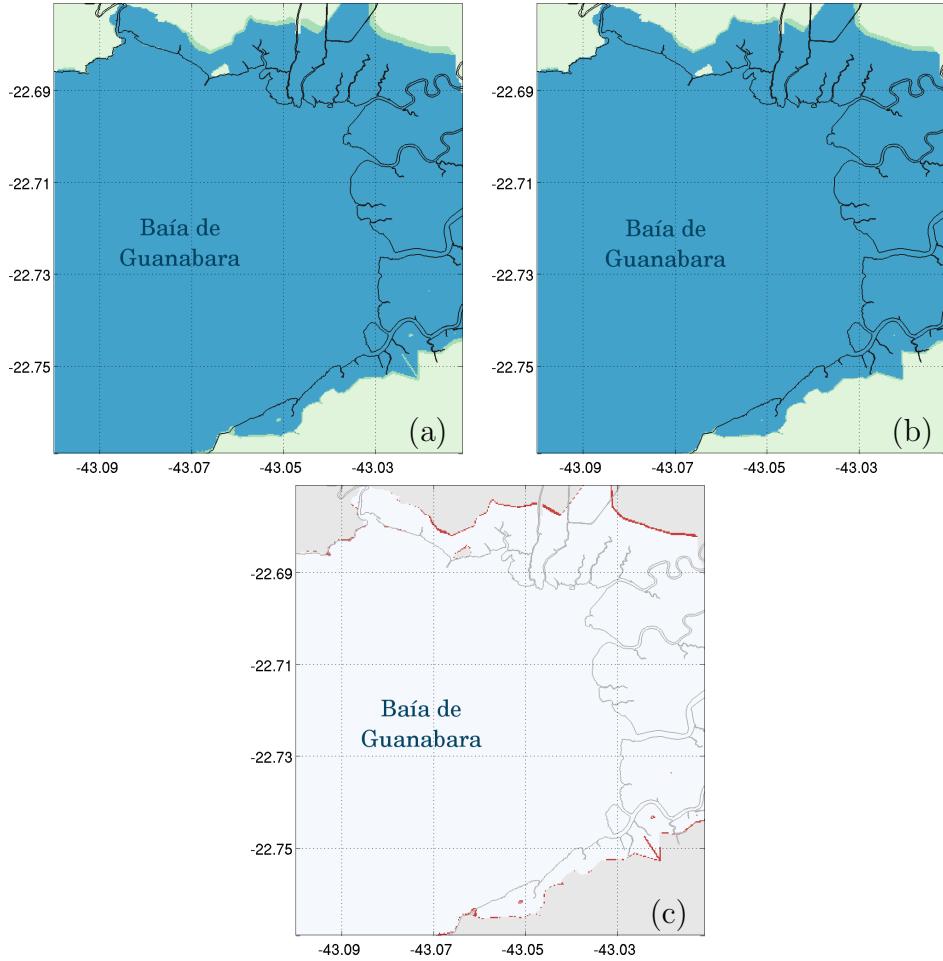


Figura 77: Área máxima inundada no experimento 1 (a) e no experimento 2 (b) na região RM1, em azul, e diferença entre as áreas inundadas entre os dois experimentos (c), em vermelho. Em (a) e (b), as áreas em verde claro representam àquelas onde não é permitido o alagamento e as áreas em verde escuro àquelas onde o alagamento é permitido, porém permanecem secas.

7.3.2.2 RC1 e RC2

As duas grades RC1 e RC2 representam áreas urbanas dos municípios do Rio de Janeiro e Niterói, respectivamente. Ao contrário do observado anteriormente nas duas grades costeiras que correspondem a extensões predominantemente cobertas por manguezais, a inundação costeira varia pouco em extensão do experimento 1 para o experimento 2.

Analizando o intervalo de tempo que as células de grade permaneceram inundadas durante as simulações, em ambas as áreas urbanas, observa-se que o tempo de permanência aumenta nas áreas previamente sujeitas à inundação, principalmente nas regiões de praias e nas margens das lagoas costeiras (Figuras 78 e 79). Esse resultado encontra-se em consonância com as abordagens estáticas acerca dos efeitos do aumento do NM na região de entorno da Baía de Guanabara.

Segundo MANDARINO e ARUEIRA (2012), as praias expostas e abrigadas do Rio de Janeiro são o tipo de ambiente mais vulnerável à redefinição da linha de costa em decorrência do aumento do NM. De acordo com os autores, o Município do Rio de Janeiro teria mais de 10% de sua área total atingida, considerando uma subida do NM de 150 cm. Entretanto, a subida considerada pelos autores é maior que o dobro do aumento projetado na presente tese para a região e inclui áreas não contempladas na grade RC1, como as Baixadas de Jacarepaguá e o litoral da Baía de Sepetiba.

Além do aumento da inundação nas praias, foi observado o aumento no espelho d'água da Lagoa Rodrigo de Freitas (Figura 78) e da Lagoa de Piratininga (Figura 79). Esse resultado não foi observado por MANDARINO e ARUEIRA (2012) em sua abordagem baseada somente na topografia.

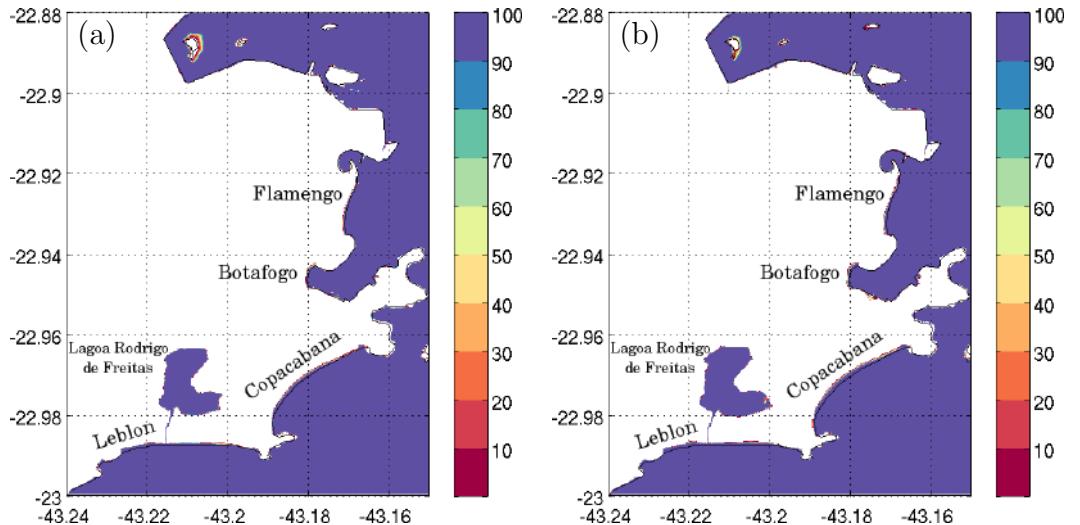


Figura 78: Percentual do tempo em que as células da grade RC1 permaneceram alagadas durante os experimentos 1 (a) e 2 (b).

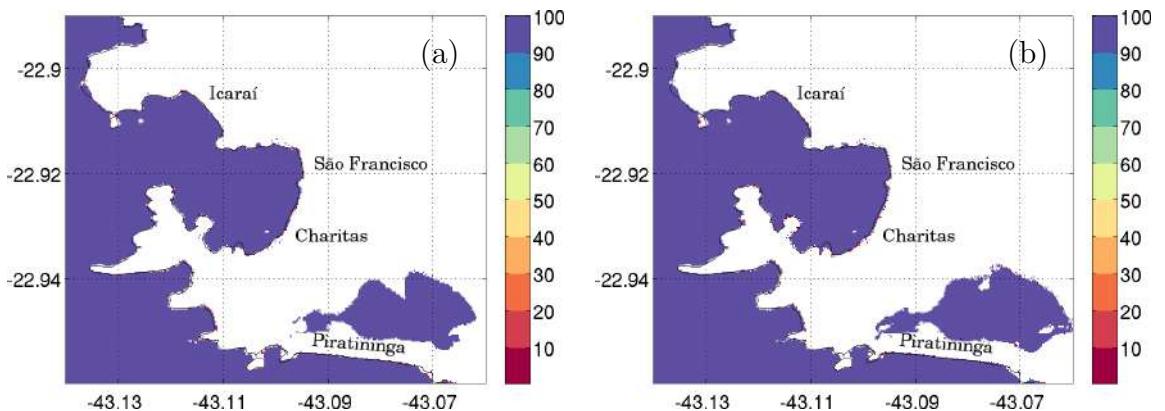


Figura 79: Percentual do tempo em que as células da grade RC2 permaneceram alagadas durante os experimentos 1 (a) e 2 (b).

Na Figura 80 é apresentada a variação da elevação da superfície livre e a

direção das correntes barotrópicas ao longo de um ciclo de maré no experimento 1 para a grade RC1. Verifica-se, durante a enchente, que as correntes no litoral da zona sul do Rio de Janeiro deslocam-se paralelamente às praias para leste (Figura 80[b]-[e]) e para oeste durante a vazante (Figura 80[g]-[k]). Esse comportamento é um pouco modificado nessa área oceânica próximo aos estofos de vazante (Figura 80[a];[l]) e enchente (Figura 80[f]) na Ilha Fiscal.

No experimento 2, no entanto, os padrões de circulação se modificam em relação ao observado no experimento 1, e, mesmo durante a vazante, o fluxo predominante junto às praias de Leblon e Ipanema se dá para leste devido a uma recirculação no local (Figura 81[g]-[l]). Adicionalmente, é possível verificar o aumento do nível de água na Lagoa Rodrigo de Freitas ao final do século, justificando o aumento do espelho d'água já apresentado na Figura 78.

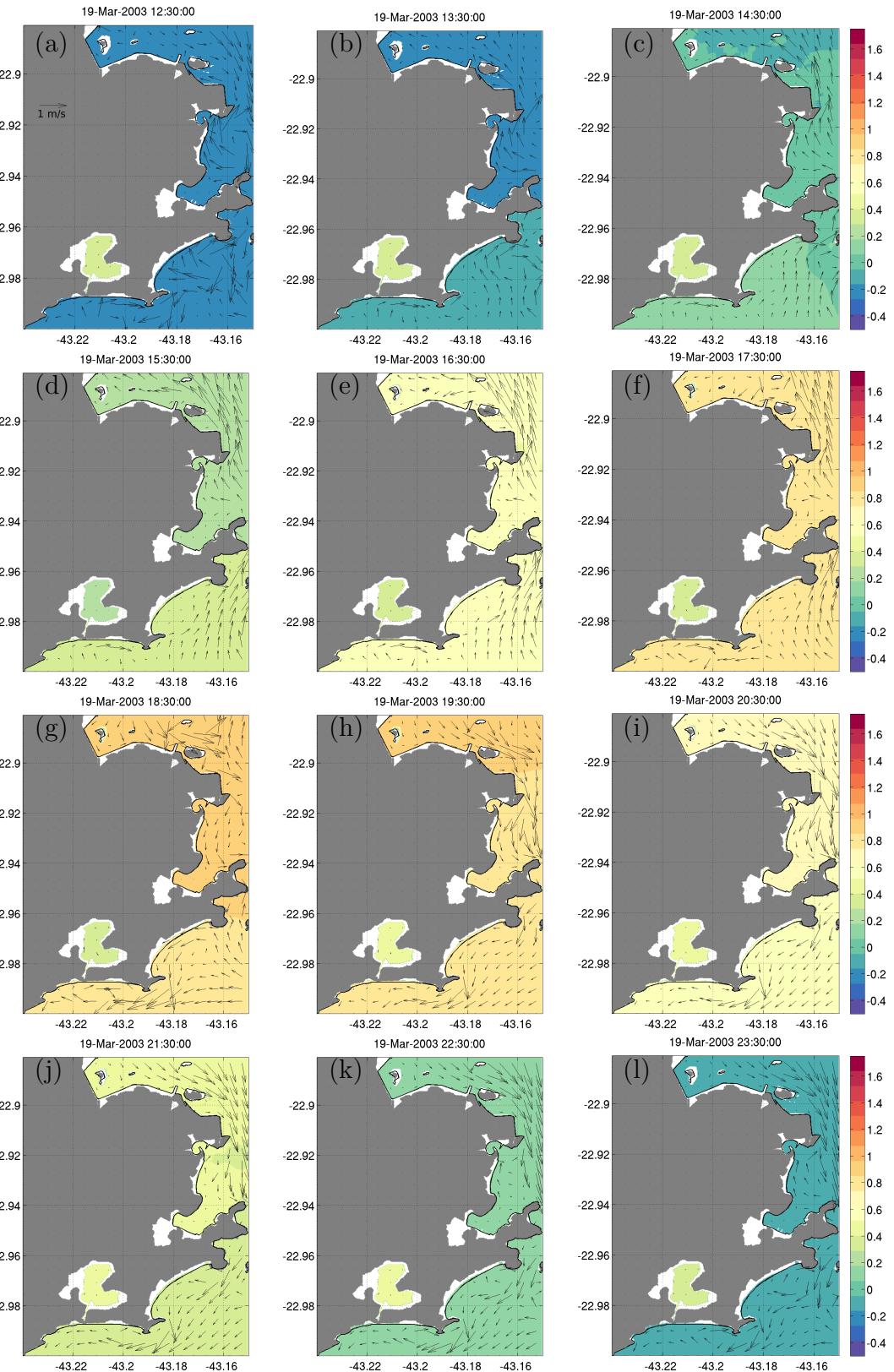


Figura 80: Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região RC1 durante a sizígia no experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local.

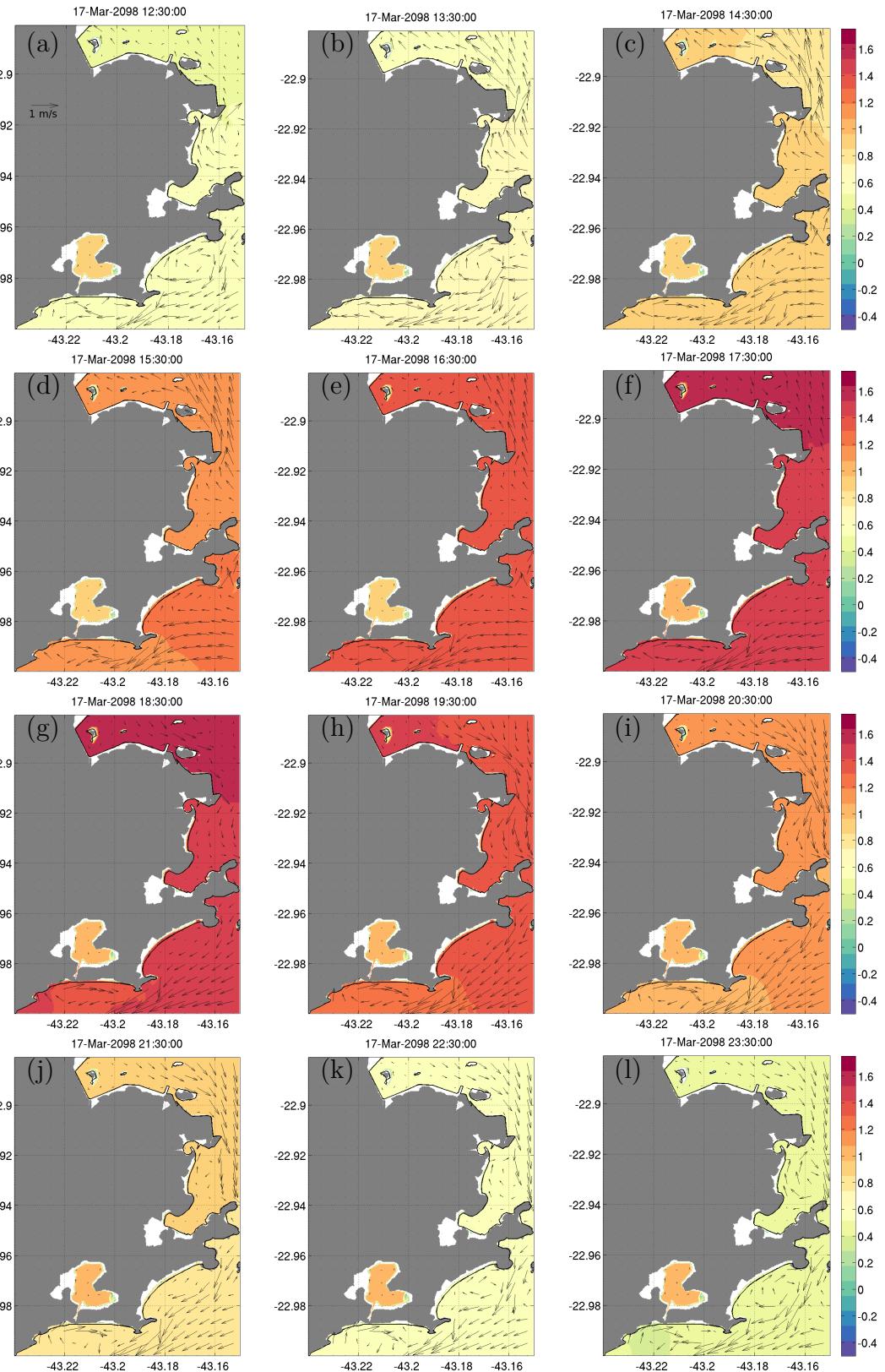


Figura 81: Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região RC1 durante a sizígia no experimento 2. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local.

Em Niterói, é possível observar o aumento e a diminuição de η na região costeira, conforme ocorre o processo de enchente e vazante de marés (Figura 82) no experimento 1. Nesse mesmo experimento, verifica-se que a conexão da Lagoa de Piratininga com o mar não é permanente e o nível de água na Lagoa permanece o mesmo, independente da maré. Na região oceânica representada na grade numérica, é observado o fluxo para oeste paralelo à praia de Piratininga durante a enchente, e a desintensificação na vazante. No experimento 2, o mesmo padrão de correntes é observado, porém com valores de η maiores, inclusive na Lagoa de Piratininga (Figura 83).

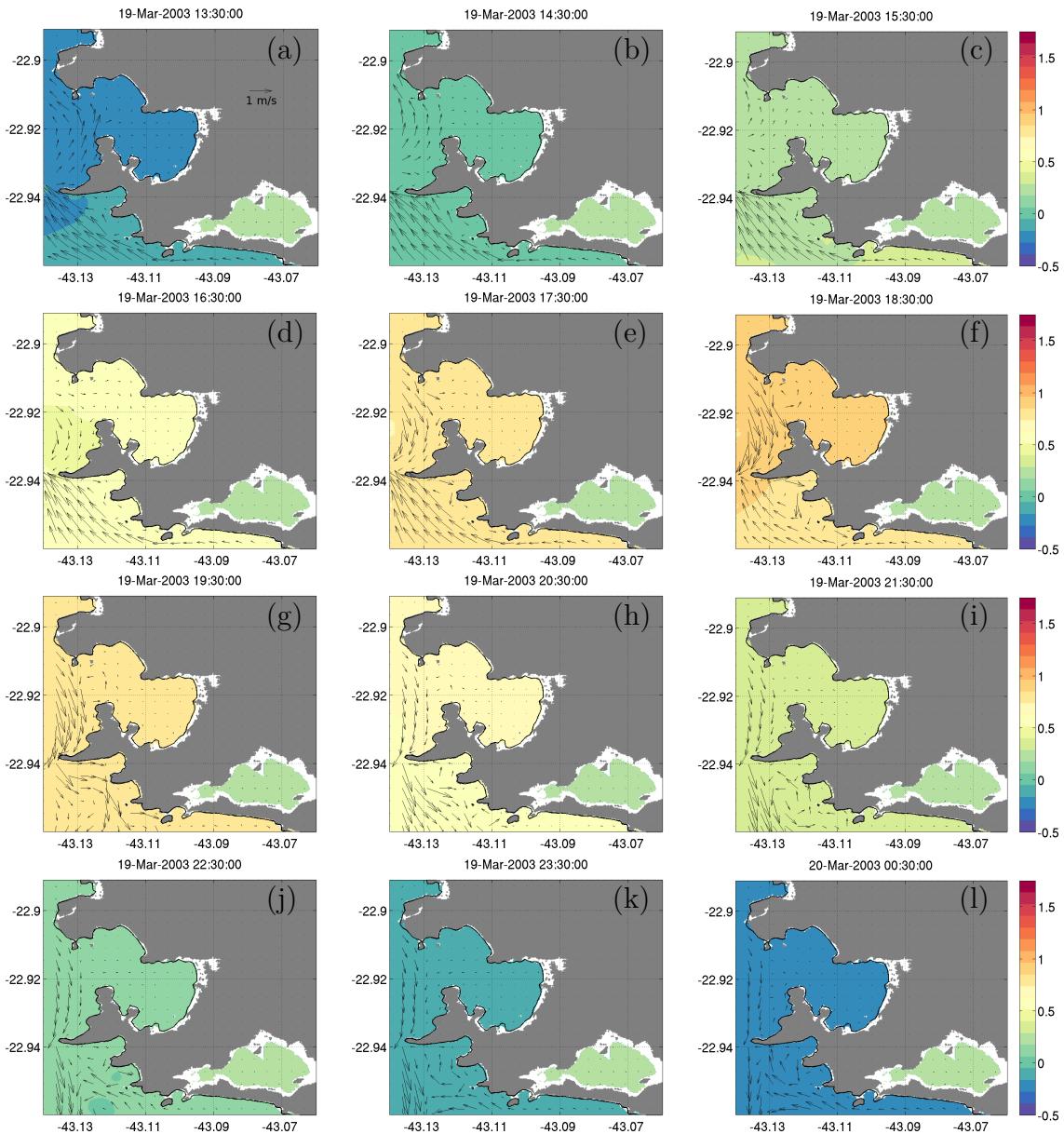


Figura 82: Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região RC2 durante a sizígia no experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local.

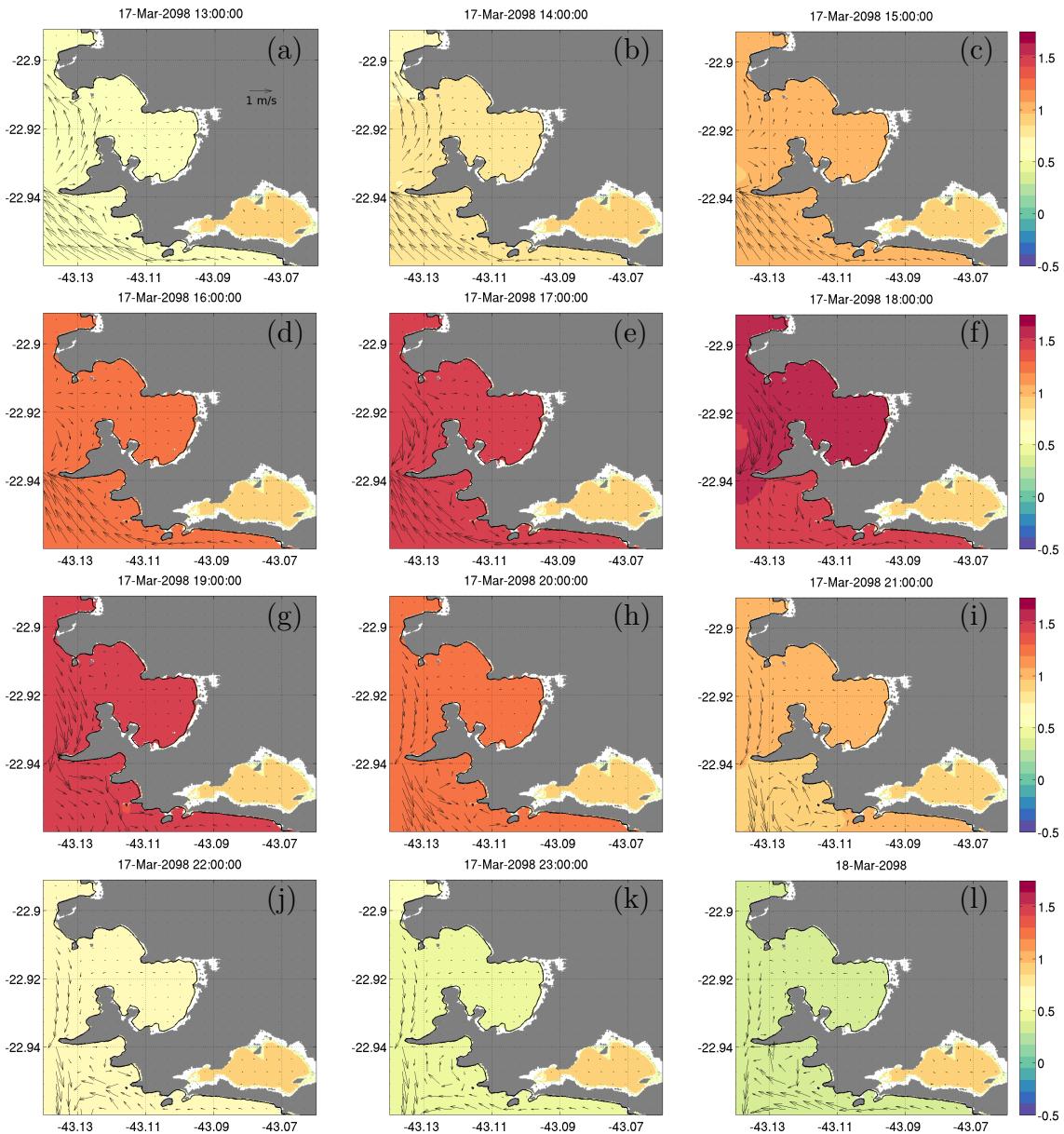


Figura 83: Elevação da superfície livre (escala de cores, em metros) e correntes barotrópicas (setas) para a região RC2 durante a sizígia no experimento 2. As áreas em cinza correspondem àquelas permanentemente secas, onde não é permitido o alagamento, e as áreas em branco àquelas onde o alagamento é permitido. Nas áreas acima do NM, a elevação da superfície livre é dada em relação à topografia local.

Na Figura 84, é possível verificar como a extensão da inundação no Rio de Janeiro varia ao longo da enchente e da vazante considerando o cenário atual. Pouca variação é observada entre a vazante e a enchente; no entanto, no estofo de enchente, uma pequena diminuição na faixa de areia das praias de Ipanema, Leblon, Copacabana, Botafogo e Vermelha, principalmente, é observada, assim como o maior secamento ao redor da Ilha da Pombeba, em frente ao Cais do Porto do Rio de

Janeiro, durante o estofo de vazante.

No cenário futuro, as principais diferenças entre o período de enchente e vazante são observadas no espelho d'água da Lagoa Rodrigo de Freitas, já aumentado em relação ao experimento 1 (Figura 85). A inundação costeira durante a enchente avança para áreas maiores do Parque do Cantagalo, localizado na margem sudeste do corpo d'água. Outro ponto com maior área variável no experimento 2 é o entorno da Enseada de Botafogo, assim como a faixa de areia da Praia do Leblon.

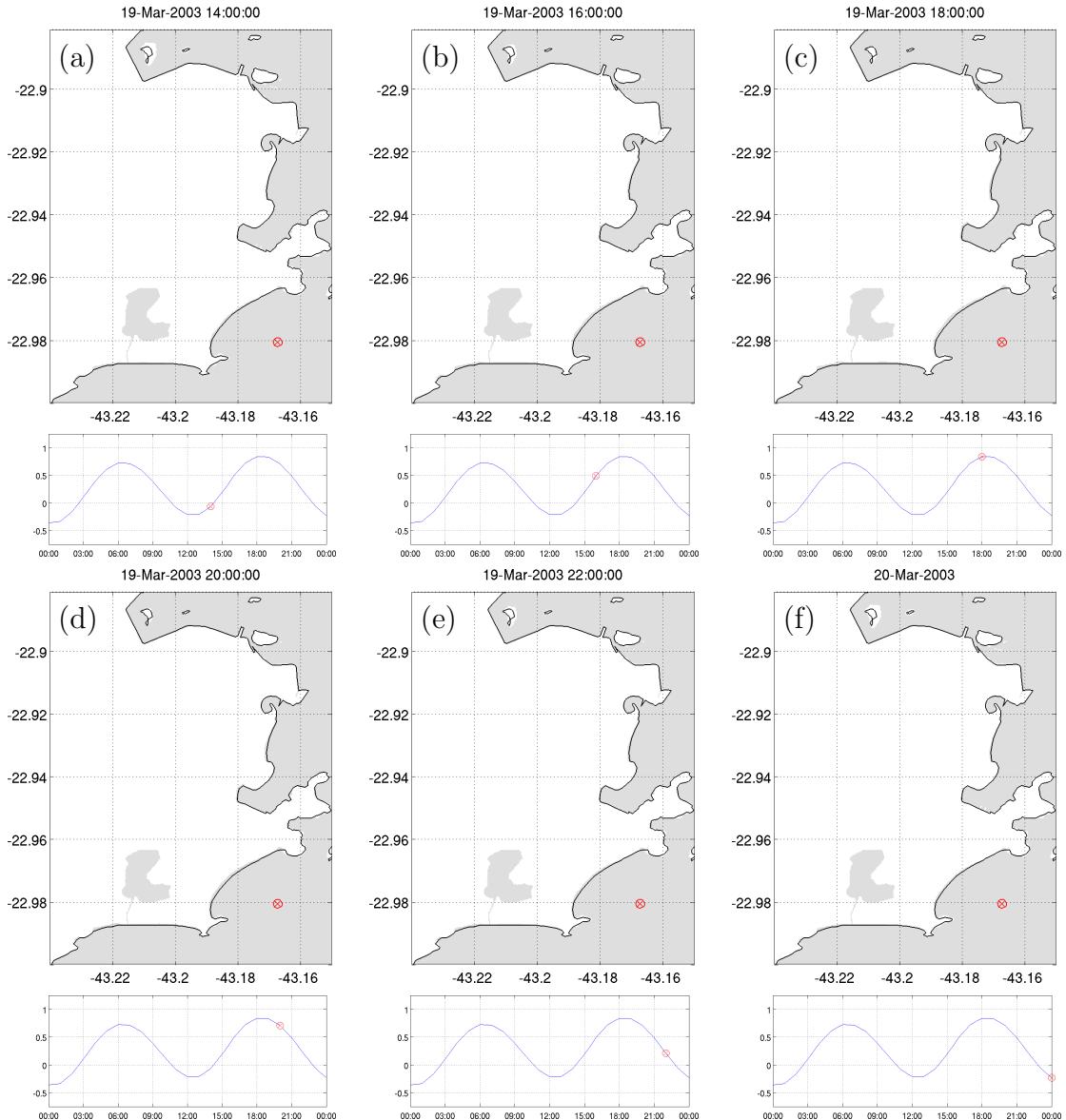


Figura 84: Inundação durante a maré enchente (a:c) e vazante (d:e) de sizígia na região RC1 para o experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas alagadas. No painel inferior, é mostrada a série de elevação da superfície livre no ponto em vermelho destacado no painel superior, em azul, com destaque em vermelho para o instante representado no painel superior.

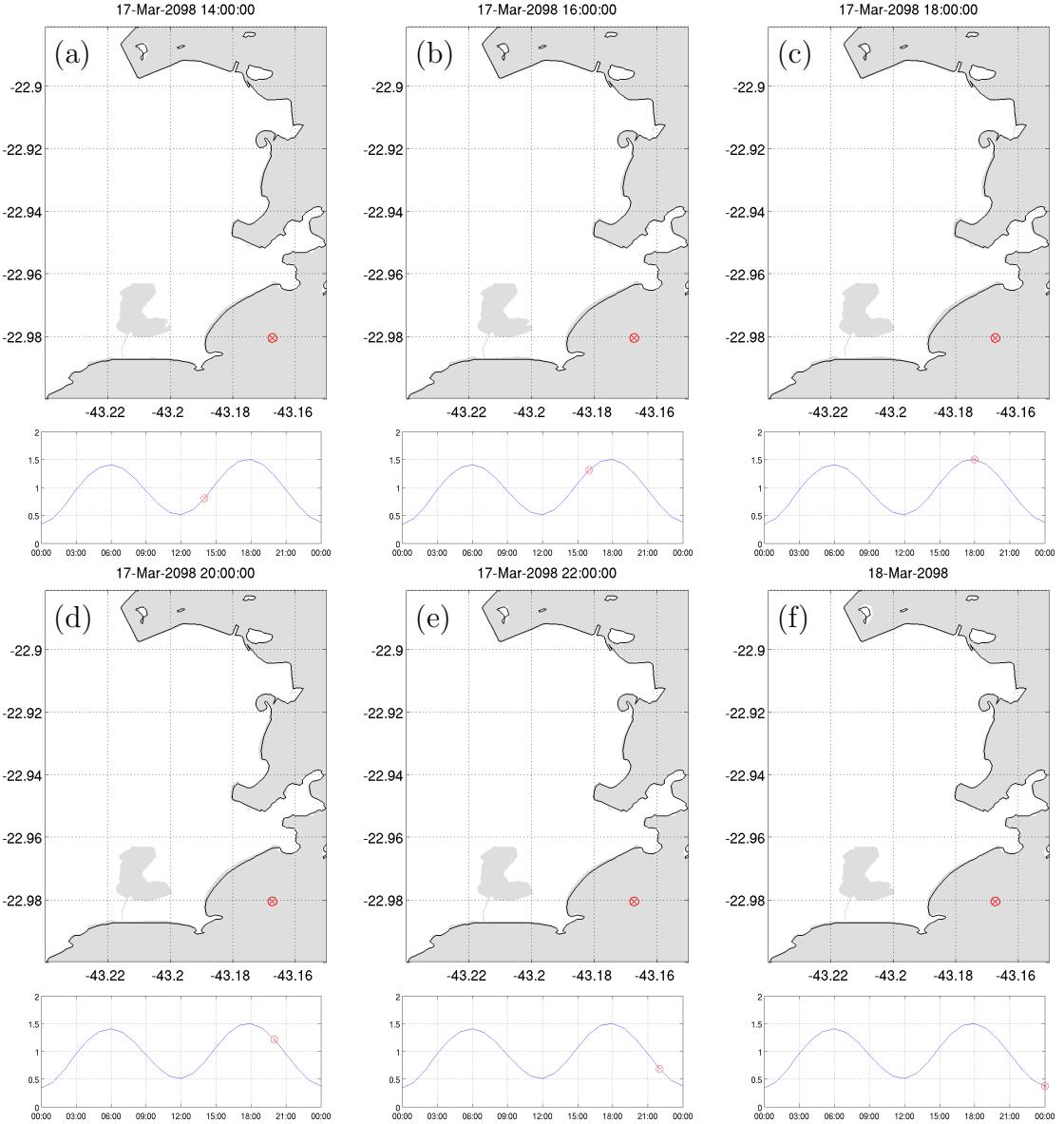


Figura 85: Inundação durante a maré enchente (a:c) e vazante (d:e) de sizígia na região RC1 para o experimento 2. As áreas em cinza correspondem àquelas alagadas. No painel inferior, é mostrada a série de elevação da superfície livre no ponto em vermelho destacado no painel superior, em azul, com destaque em vermelho para o instante representado no painel superior.

Em Niterói, no cenário atual, pouca variação na inundação é observada entre a enchente e a vazante de sizígia (Figura 86). As maiores variações são observadas na faixa de areia da Prainha de Piratininga, localizada no limite oeste da praia de Piratininga, e das praias de São Francisco e Charitas, na Enseada de São Francisco.

Assim como no cenário atual, durante o experimento 2, pouca variação na inundação foi verificada entre os instantes da maré (Figura 87). A maior inundação na enchente foi, no entanto, observada na Prainha de Piratininga e na Praia de Adão

e Eva, principalmente.

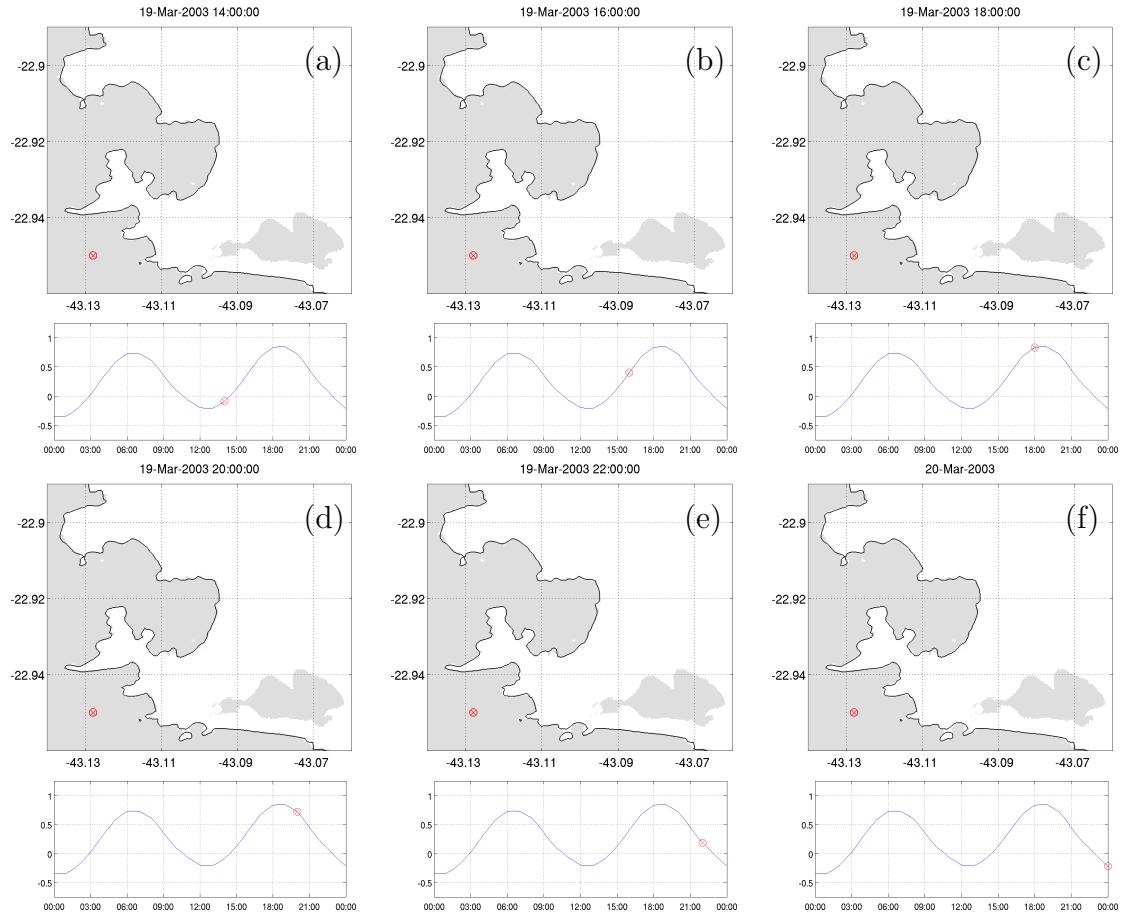


Figura 86: Inundação durante a maré enchente (a:c) e vazante (d:e) de sizígia na região RC2 para o experimento 1. As áreas em cinza correspondem àquelas alagadas. No painel inferior, é mostrada a série de elevação da superfície livre no ponto em vermelho destacado no painel superior, em azul, com destaque em vermelho para o instante representado no painel superior.

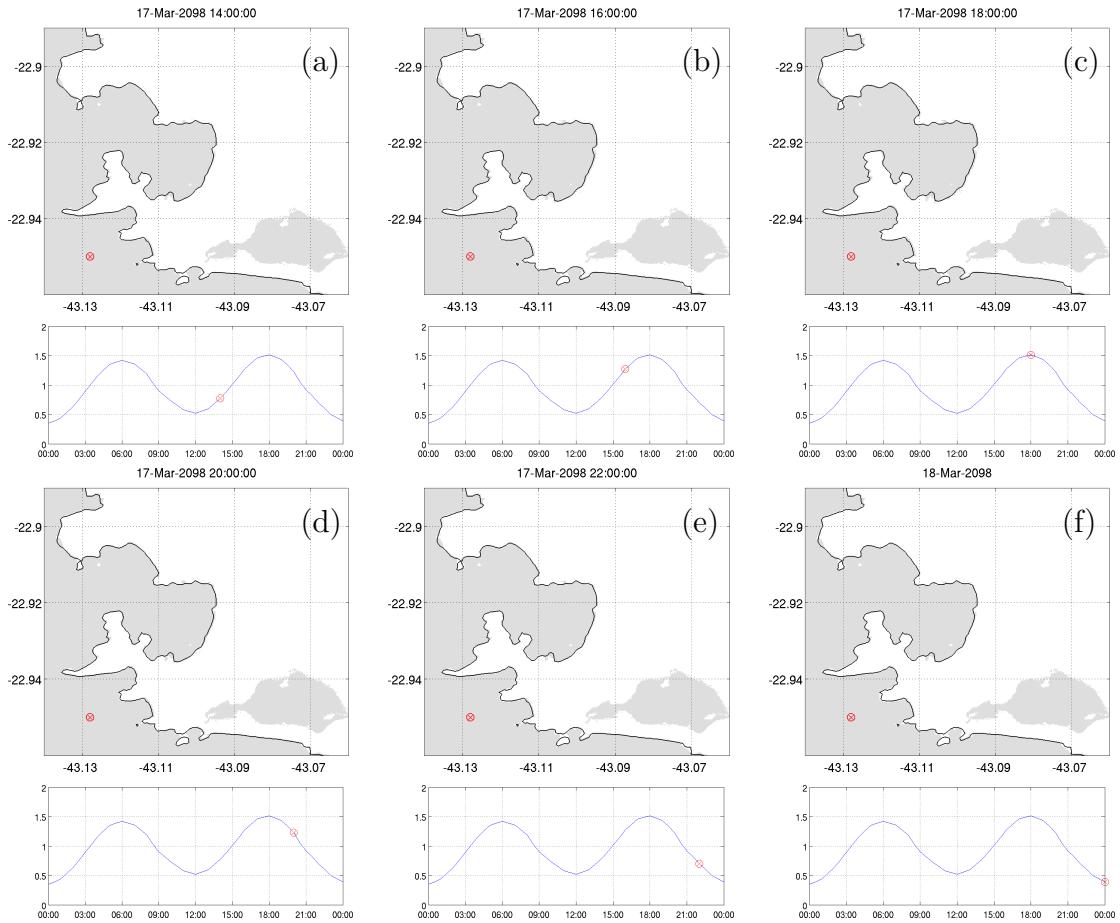


Figura 87: Inundação durante a maré enchente (a:c) e vazante (d:e) de sizígia na região RC2 para o experimento 2. As áreas em cinza correspondem àquelas alagadas. No painel inferior, é mostrada a série de elevação da superfície livre no ponto em vermelho destacado no painel superior, em azul, com destaque em vermelho para o instante representado no painel superior.

Considerando a máxima inundação observada nos dois experimentos, para a grade RC1, através da Figura 88, nota-se que há a expansão da área inundada às margens da Lagoa Rodrigo de Freitas e ao longo de todas as praias representadas nessa grade. Também é observado o aumento da inundação nas ilhas de Pombeba, de Santa Bárbara e Enxadas, próximo ao limite norte da grade numérica. Para a região de Niterói, também é observado o aumento da inundação nas regiões de praia, porém a maior anomalia de inundação é observada às margens da Lagoa de Piratininga (Figura 89).

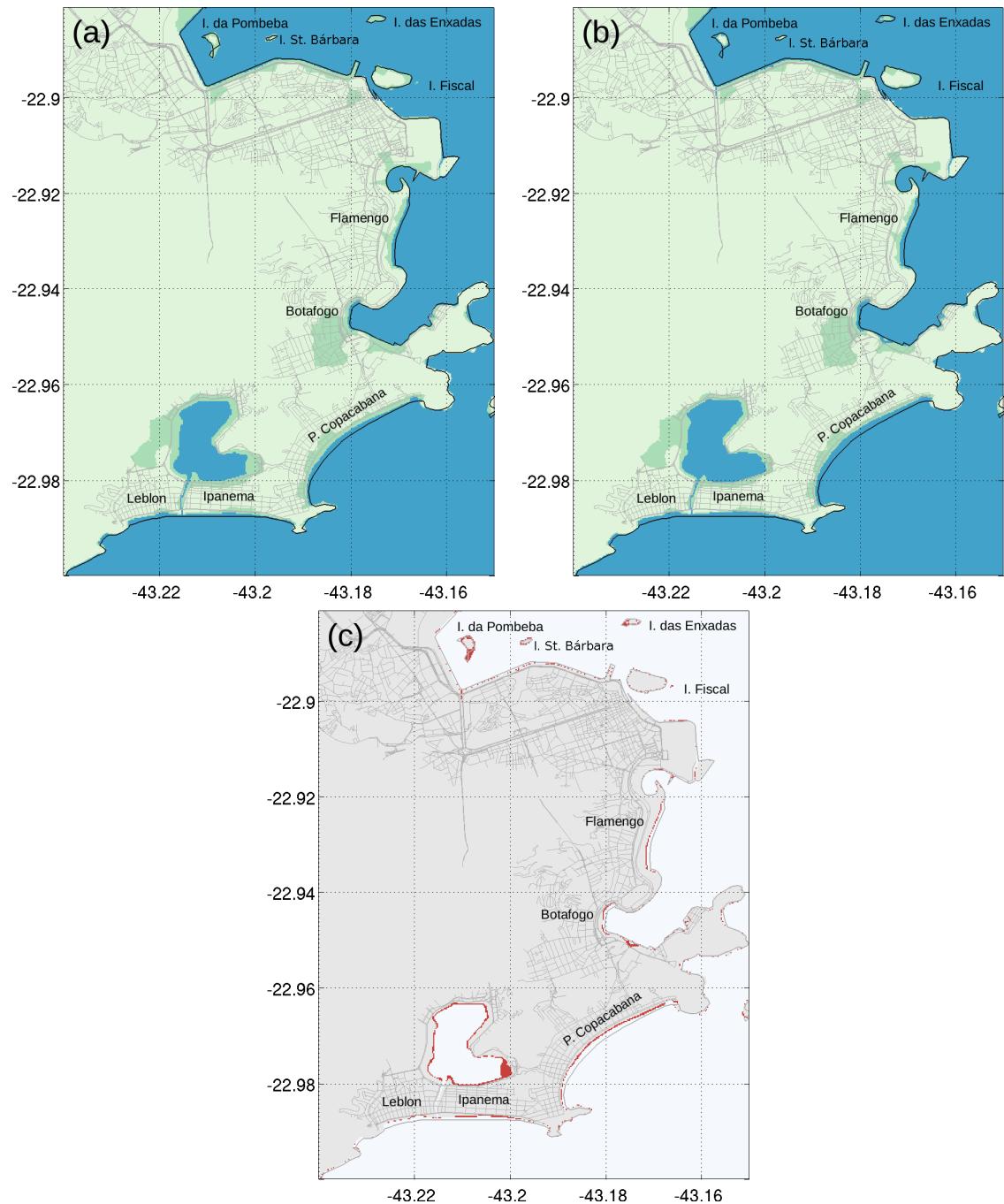


Figura 88: Área máxima inundada no experimento 1 (a) e no experimento 2 (b) na região RC1, em azul, e diferença entre as áreas inundadas entre os dois experimentos (c), em vermelho. Em (a) e (b), as áreas em verde claro representam àquelas onde não é permitido o alagamento e as áreas em verde escuro àquelas onde o alagamento é permitido, porém permanecem secas.

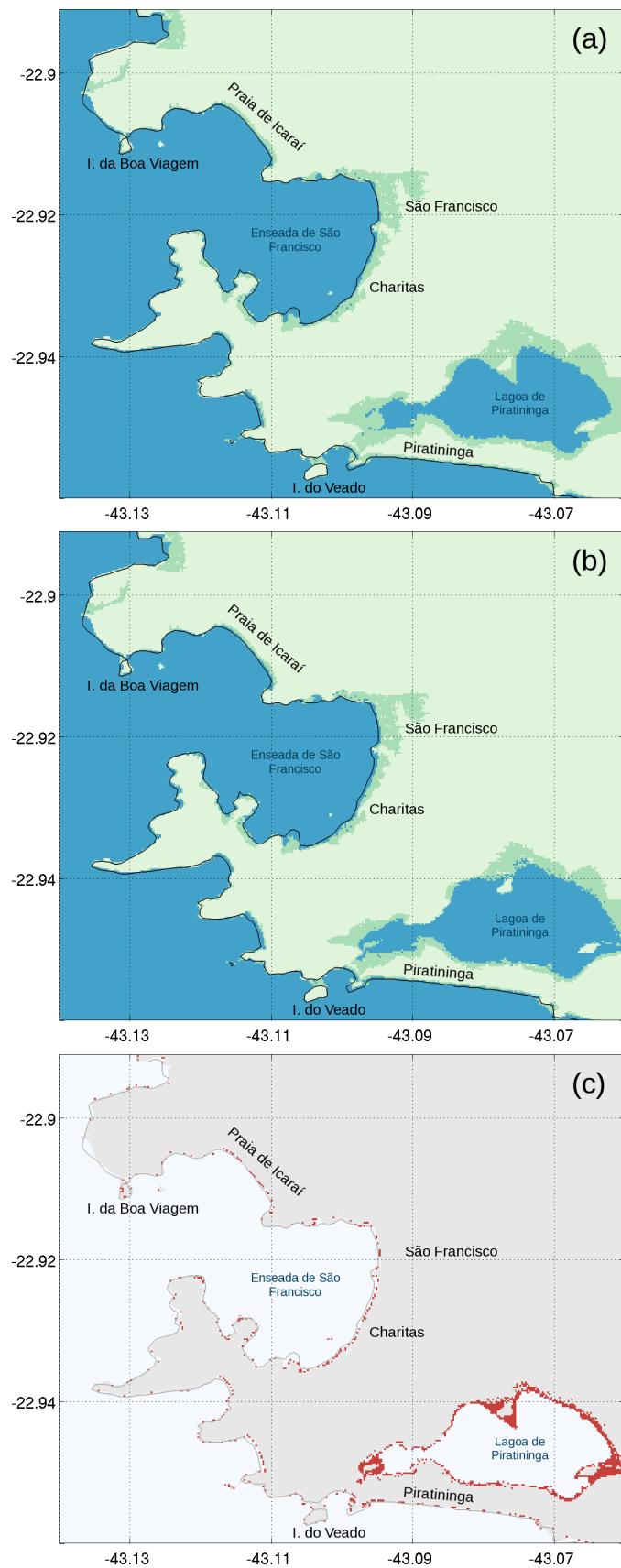


Figura 89: Área máxima inundada no experimento 1 (a) e no experimento 2 (b) na região RC2, em azul, e diferença entre as áreas inundadas entre os dois experimentos (c), em vermelho. Em (a) e (b), as áreas em verde claro representam àquelas onde não é permitido o alagamento e as áreas em verde escuro àquelas onde o alagamento é permitido, porém permanecem secas. 141

7.4 Vulnerabilidade Costeira

De acordo com a classificação proposta na presente tese, a costa brasileira compreendida entre 12° e 30°S é considerada vulnerável aos efeitos das mudanças climáticas. Na Figura 90[a], é possível verificar que o IVC varia ao longo da costa, e os menores valores são encontrados principalmente em trechos do litoral do Espírito Santo e da Bahia. A maior vulnerabilidade é observada no limite sul da grade numérica, no Rio Grande do Sul (Figura 90[b]).

A extensão da costa compreendida na grade numérica T2 é de 3463 km. Desse total, 2,4 % da linha de costa mapeada foi classificada em risco muito alto à futura elevação do NM (83,33 km de extensão), 75,4 % foi considerado em alto risco (2611,14 km de extensão) e 22,2 % da linha de costa foi considerada em risco moderado à elevação do NM (768,53 km de extensão).

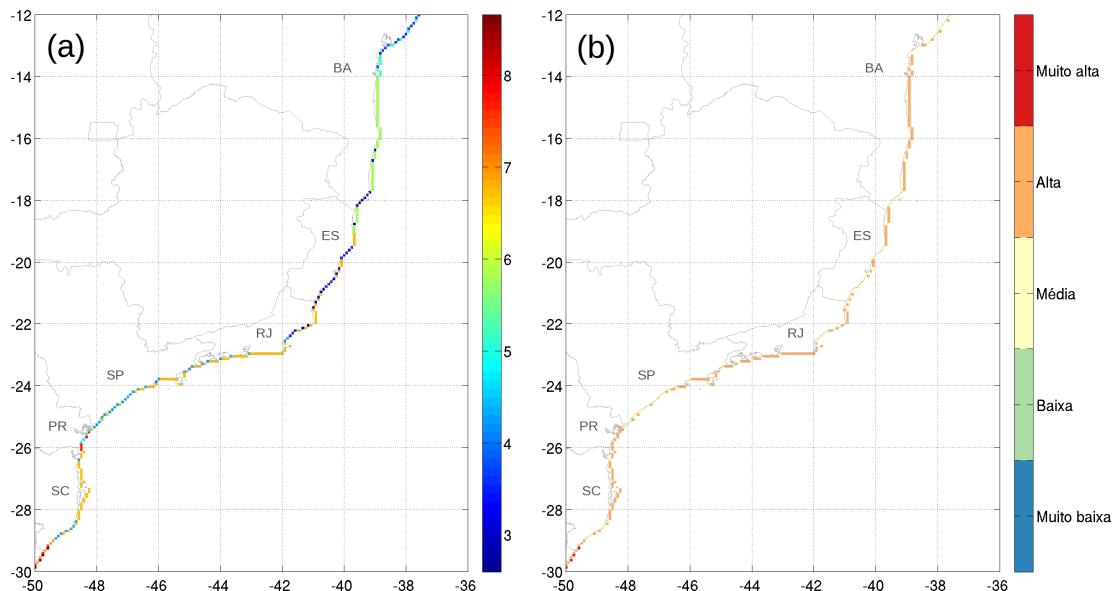


Figura 90: Índice de vulnerabilidade costeira (IVC) para a costa brasileira representada na grade T2 (a), conforme apresentado na Figura 24, e classificação da vulnerabilidade de acordo com o IVC calculado (b).

Nesse contexto, as áreas de estudo 1 e 2, respectivamente, a região entre Una e Belmonte, na Bahia, e a região da BG, no Rio de Janeiro, são altamente vulneráveis aos efeitos das mudanças climáticas. Apesar da área de estudo 1 apresentar menor IVC que a área de estudo 2 (Figura 90[a]).

Ao quantificar a vulnerabilidade das duas áreas de estudo considerando o IVCI, ou seja, as alterações na inundação costeira causadas pelas mudanças climáticas, bem como os resultados das simulações com maior resolução espacial, na área de estudo 1, observa-se que grande parte da costa representada nesta grade numérica (B2) apresenta de baixa a média vulnerabilidade (Figura 91). Dos 144,22 km²

das áreas costeiras consideradas no cálculo, 24,6 % foram considerados com baixa vulnerabilidade à inundaçāo ($35,50 \text{ km}^2$), 72,8 % foram considerados com média vulnerabilidade ($105,04 \text{ km}^2$) e 2,6 % foram considerados com alta vulnerabilidade à inundaçāo ($3,68 \text{ km}^2$). Devido à grande extensão de áreas alagáveis atualmente na região, a presença de manguezais e a amplitude de marés no local, esse comportamento é justificado, já que essas características formam um ambiente resiliente naturalmente ao aumento da inundaçāo costeira.

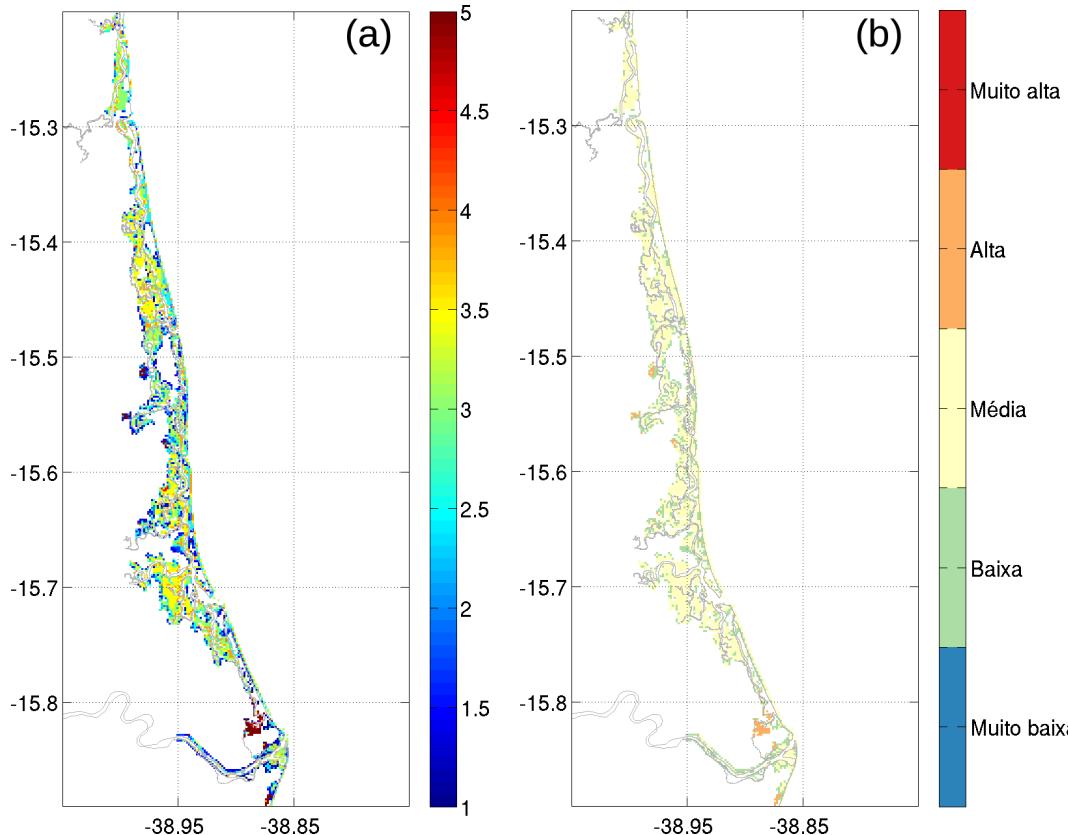


Figura 91: Índice de vulnerabilidade costeira à inundaçāo (IVCI) para a região sul da Bahia representada na grade B2 (a), indicada na Figura 25, e classificação da vulnerabilidade de acordo com o IFV calculado (b).

Já na área de estudo 2, dos $137,36 \text{ km}^2$ onde foram calculados o IVCI na grade numérica R2, 97,7 % foram considerados com média vulnerabilidade ($134,24 \text{ km}^2$) e 2,3 % foram considerados com alta vulnerabilidade à inundaçāo ($3,12 \text{ km}^2$). Dessa forma, a região da BG é mais vulnerável à inundaçāo em um contexto de mudanças climáticas que a área de estudo 1. Ressalta-se que o conceito de vulnerabilidade engloba a resiliência do ambiente; assim, o risco associado às inundações não reflete somente o potencial agravamento de eventos de inundaçāo costeira nas áreas de estudo, mas também a capacidade de resposta do ambiente face às modificações.

Na Figura 92, é possível observar que as áreas mais vulneráveis são as margens das Lagoas de Piratininga e Itaipu, Botafogo, a região de Ramos e partes

da Ilha do Governador. A Lagoa Rodrigo de Freitas não foi classificada por não ter sido representada na grade numérica utilizada para o cálculo do índice. No entanto, através dos resultados apresentados no item 7.3.2.2 (ver Figura 88), infere-se que as margens desse corpo hídrico sejam tão vulneráveis quanto as margens das lagoas localizadas em Niterói.

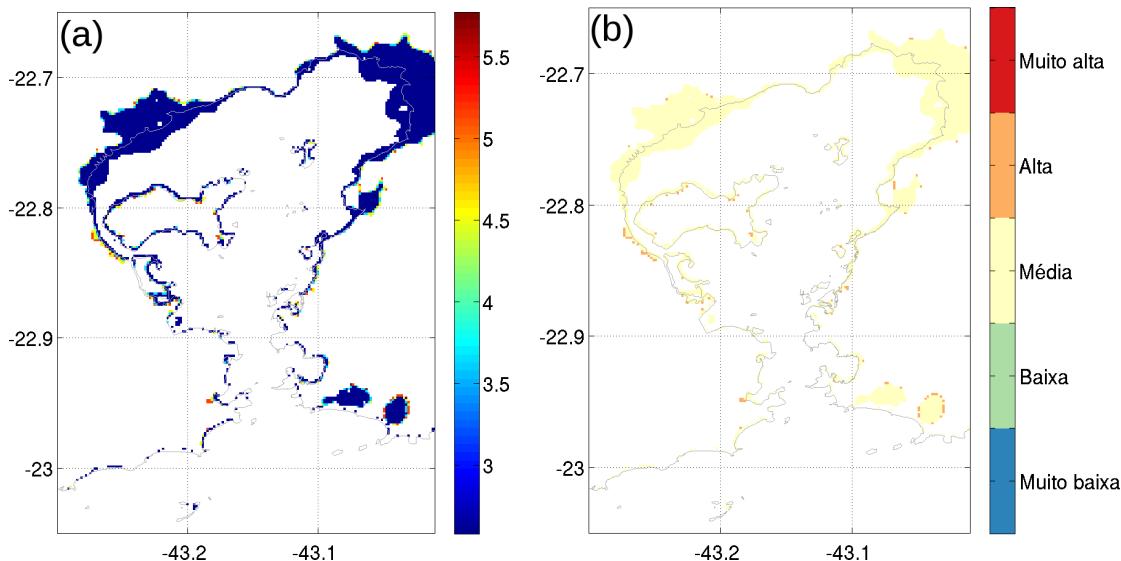


Figura 92: Índice de vulnerabilidade costeira à inundaçāo (IVCI) para a região da Baía de Guanabara representada na grade R2 (a), indicada na Figura 26, e classificação da vulnerabilidade de acordo com o IFV calculado (b).

A presença de áreas urbanas na área de estudo torna a região mais vulnerável, pois, em zonas urbanizadas, não são esperados alagamentos costeiros. Além disso, os riscos são aumentados ao considerar os aspectos sociais e econômicos.

De fato, o aumento da densidade populacional na região metropolitana do entorno da BG torna essa costa vulnerável à erosão, alagamentos e deslizamentos de terra (MUEHE, 2010). A urbanização de planícies de inundaçāo e regiões de baixada observada em diversas partes da área de estudo diminuem ainda mais a capacidade de drenagem. Dessa forma, as inundações costeiras ocasionadas pela subida do NM, ao serem somadas a potenciais aumentos na pluviosidade e a marés meteorológicas ao final do século, afetariam de forma mais significativa as áreas urbanas.

MUEHE e NEVES (1995), em uma análise preliminar, avaliaram os efeitos da subida do NM na costa brasileira. Como as áreas planas da região da BG sofrem alagamentos temporários, principalmente durante as estações chuvosas e nas regiões adjacentes a rios e canais de drenagem, essas regiões foram apontadas pelos autores como as mais vulneráveis a alagamentos e inundações oriundos da subida do NM. Já na zona composta pelas praias, os autores acreditam que os impactos levariam a uma perda econômica associada ao turismo.

Os impactos socioeconômicos das mudanças climáticas nas praias do Rio

de Janeiro ocorrem devido à ausência de estruturas costeiras de proteção e às faixas de areia estreitas (SHERBININ *et al.*, 2007), que favorecem o aumento da erosão costeira e também a perda material de patrimônio em condições extremas. Dessa forma, ações de gerenciamento costeiro se fazem necessárias nas zonas apontadas como vulneráveis.

Esses e outros estudos foram realizados no Rio de Janeiro, a fim de estimar os potenciais impactos das mudanças climáticas (MUEHE, 2010; MUEHE e ROSMAN, 2011; SHERBININ *et al.*, 2007); no entanto, não foram considerados os resultados regionais de modelos hidrodinâmicos ou climáticos nessas avaliações.

Recentemente, ZANETTI *et al.* (2016) realizaram uma avaliação da vulnerabilidade do Município de Santos, em São Paulo, às mudanças climáticas. Os autores utilizaram os cenários RCP4.5 e RCP8.5, considerando os valores médios projetados de subida do NM e de precipitação, para o ano de 2040. Foi utilizada a abordagem estática; contudo, os autores consideraram a contribuição pluvial nas inundações e o número de enchentes nos últimos dez anos, além de aspectos socioeconômicos. De acordo com ZANETTI *et al.* (2016), 70% da área de Santos é altamente vulnerável às mudanças climáticas, em ambos os cenários considerados, e os autores acreditam que, dada a sensibilidade do índice utilizado às projeções do IPCC, valores de subida do NM e precipitação mais críticos aumentariam de forma considerável a inundaçāo.

De fato, os valores utilizados pelos autores podem ser considerados amenos, já que tratam de estimativas globais e, conforme mostrado na presente tese, os valores experimentados na costa brasileira serão potencialmente maiores que a média. No entanto, ao considerar a abordagem estática, apesar de incluir outros fatores em sua análise de vulnerabilidade, os autores assumem que a parte da inundaçāo urbana causada pela inundaçāo costeira atinge áreas maiores.

Na Figura 90, observa-se que, de acordo com a classificação utilizada no presente estudo, a região costeira de Santos apresenta alta vulnerabilidade às mudanças climáticas, de certa forma apresentando um resultado equivalente ao apresentado por ZANETTI *et al.* (2016), apesar das diferentes abordagens e escalas de avaliação.

Dessa forma, os resultados apresentados a partir dos índices de vulnerabilidade à subida do NM e à inundaçāo costeira podem fornecer um ponto de partida mais preciso das potenciais mudanças climáticas a serem experimentadas ao final do século nas regiões de estudo. Esse tipo de informação é essencial para dar suporte a avaliações sobre futuros riscos, como as apresentadas em MUEHE e ROSMAN (2011) e MUEHE (2010), assim como para posterior uso no gerenciamento costeiro e no planejamento urbano e ambiental em suas diferentes escalas.

Capítulo 8

Discussão

Nos últimos anos, os aspectos relacionados às mudanças climáticas vêm ganhando papel mais significativo no contexto brasileiro. A criação do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas (PBMC), em 2009, marcou a compreensão que dadas a dimensão e as diversidades climáticas, culturais e socioeconômicas do país se faz necessária uma base científica de âmbito nacional. Em seu primeiro relatório de avaliação, publicado em 2012, foram apresentadas as iniciativas relativas à coleta de dados observacionais e modelagem do clima (PBMC, 2012). Dentre elas, destacam-se a criação da Rede Clima, com foco no inventário de emissões de GEE, e o estabelecimento dos institutos nacionais de ciência e tecnologia (INCT).

No Brasil, os impactos das mudanças climáticas globais vêm sendo avaliados pelo Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CCST) do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), em conjunto com o *Met Office Hadley Centre* (MOHC). Essa parceria desenvolve e aplica modelos climáticos globais e regionais, incluindo o HadGEM2-ES, com foco na América do Sul e Brasil, visando o maior detalhamento das previsões climáticas futuras no âmbito nacional. Algumas frentes vêm avançando a partir dessa iniciativa (e. g. CHOU *et al.*, 2014; LYRA *et al.*, 2016; MARENGO *et al.*, 2011). Todavia, a presente tese se destaca nesse contexto, por introduzir a modelagem regional do oceano adjacente no contexto das mudanças climáticas esperadas para o final do século, em alta resolução, e por abordar o tema relacionado às inundações costeiras, que até o momento no Brasil vêm sendo estimadas sem o auxílio da modelagem computacional.

8.1 Hidrodinâmica regional

Em relação às mudanças climáticas, o oceano Atlântico foi estudado por CHENG *et al.* (2013), HEUZÉ *et al.* (2015), PONTES *et al.* (2016) e SANCHO *et al.* (2015). O conhecimento do impacto das mudanças climáticas é fundamental, já que o Atlântico conduz as massas d'água formadas em outras regiões e as modifica

através de processos locais de mistura, advecção, subducção e interações entre o oceano e a atmosfera (GARZOLI e MATANO, 2011), tendo papel fundamental na exportação de calor entre os oceanos e, consequentemente, no equilíbrio climático.

Nesse contexto, se destaca a AMOC, que vem sendo monitorada desde 2004 no Atlântico Norte (RAYNER *et al.*, 2011) e cujas alterações previstas para o final do século foram investigadas por CHENG *et al.* (2013). A partir dos resultados de dez modelos do CMIP5 para os cenários RCP4.5 e RCP8.5, CHENG *et al.* (2013) identificaram o enfraquecimento do transporte de volume da AMOC de 21 a 36% em 30°N. No Atlântico Sul, SANCHO *et al.* (2015) verificaram, ao final do século, considerando o cenário A1FI utilizado no AR4 do IPCC, o aumento do transporte de volume para sul em 25 °S e a diminuição no transporte de calor para norte. Além disso, através das projeções do HadGEM2-ES, HEUZÉ *et al.* (2015) verificaram o aumento da temperatura e a diminuição da densidade no Atlântico Sul para 2100.

Essas análises se complementam e mostram que, apesar de se valerem de resultados de diferentes modelos climáticos do CMIP3 e do CMIP5, as projeções futuras estão em consonância e preveem o enfraquecimento do transporte de volume e calor do Atlântico Sul para o Norte, que por sua vez está relacionado ao comportamento da CB (CHIESSI *et al.*, 2014).

Com relação ao transporte da CB, BÖCK (2015) verificou em 30°S o aumento do transporte de volume e calor para sul através dos resultados de quatro modelos climáticos sob o cenário A1B do AR4. PONTES *et al.* (2016), neste caso, valendo-se dos resultados de 19 modelos do CMIP5 para o cenário RCP8.5 e utilizando seções latitudinais entre 10 e 45°S, também verificaram a intensificação do transporte da CB para sul ao final do século.

No presente estudo, a CB foi considerada como o fluxo para sul presente nos primeiros 500 m de coluna d'água para a seção localizada na latitude 22,1°S, onde o transporte de volume foi calculado. Conforme apresentado no item 7.2.1, do início para o final do século, o transporte de volume da CB foi intensificado, com valores médios de -4,74 no cenário atual para -5,57 Sv no cenário futuro.

Esse aumento reflete outros padrões observados através dos resultados, como a migração da posição média de origem da CB de 13,22°S para 10,90°S, fazendo com que na seção analisada a CB estivesse mais ajustada e com o fluxo médio mais bem definido, bem como a intensificação do fluxo superficial direcionado para sul e o enfraquecimento do fluxo para norte em camadas mais profundas.

O aumento das velocidades baroclínicas para sul podem refletir futuras mudanças nos padrões de vento. Considerando os resultados globais dos modelos do AR5, PONTES *et al.* (2016) verificaram anomalias negativas no rotacional do vento entre 12 e 30°S. No entanto, não concluíram se essas alterações observadas seriam significativas devido às incertezas associadas ao comportamento futuro dos

ventos. Regionalmente, RAMOS DA SILVA e HAAS (2016) projetaram o aumento da intensidade do vento sobre o oceano adjacente à costa brasileira, principalmente nos ventos de leste, ao final do século. De acordo com a metodologia empregada pelos autores, essas modificações refletem basicamente às mudanças na TSM na área de estudo (RAMOS DA SILVA e HAAS, 2016).

Dessa forma, o aumento da TSM no Atlântico Sul projetado pelos modelos climáticos (HEUZÉ *et al.*, 2015; SANCHO *et al.*, 2015) intensificaria os ventos sobre a região, que, em consequência, aumentaria o transporte da CB para sul. Esse aumento intensificaria o estoque de calor no Atlântico Sul, retroalimentando o sistema.

O aumento da TSM foi confirmado pela regionalização realizada no presente estudo (ver Figuras 52 e 53), com um aumento médio de 1,44 °C, e as maiores anomalias de temperatura foram observadas próximo à costa nordeste do Brasil. Além disso, através da análise da coluna d'água da seção localizada na latitude 22,1°S, foram observados o aumento da temperatura e a diminuição da densidade da água, confirmando a caracterização apresentada por HEUZÉ *et al.* (2015). Também foi observado que a picnoclina se tornaria mais profunda.

A profundidade da picnoclina está relacionada à ASM. Anomalias positivas de ASM correspondem a camadas de mistura mais profundas que modificam o conteúdo de calor das camadas superficiais gerando anomalias de TSM (LANDE-RER *et al.*, 2007; WEBBER *et al.*, 2012).

O aumento do conteúdo de calor no oceano tem como consequência a subida do NM, principalmente devido ao componente termostérico. Os modelos globais projetam que, em média, o NMM global em 2100 seja 0,53 m superior à média de 1986 a 2005, sob o cenário RCP4.5 (CHURCH *et al.*, 2013). De acordo com a mudança termostérica no NMM calculada pelo HadGEM2-ES, somente a expansão térmica seria responsável pelo aumento de 0,19 m no NMM global (ver item 3.4.3).

Com a regionalização dos resultados do HadGEM2-ES, foi verificada a subida do NMM ao longo da costa brasileira limitada pelas latitudes de 5 e 40°S. Apesar da subida do NMM na costa do Brasil poder ser verificada através dos resultados globais (p. ex. YIN *et al.*, 2010), os resultados são aqui apresentados com resolução espacial de 1/12°. Valendo-se de 10 anos de simulação no início e no final do século, a subida do NM foi verificada em toda a região estudada a uma taxa média de 7,5 mm por ano, que corresponde a um valor superior à taxa de subida global estimada para o período de 2081 a 2100 de 6,1 mm por ano calculada para o cenário RCP4.5 (CHURCH *et al.*, 2013).

Ressalta-se que, apesar de os resultados do HadGEM2-ES não contabilizarem o aumento do volume dos oceanos devido ao degelo, assim como os outros

modelos do CMIP5, e das previsões apresentadas, incluindo as regionalizações, refletirem somente as anomalias estéricas, de acordo com AGARWAL *et al.* (2015), o impacto desse volume de água doce no NM regional, em média, é menor que 0,02 m. Esse valor é bem inferior ao aumento do NMM estimado de acordo com os resultados (ver Tabela 16).

Ao longo da costa brasileira é observado que o NMM aumenta em direção ao sul do país ao considerar a região mais próxima à costa. Em 2100, é projetado que o NMM seja 0,78 m superior ao NMM no ano de 1995, considerando toda a zona costeira da grade numérica T2, subindo de 0,73 m na Bahia (área de estudo 1) para 0,79 m no Rio de Janeiro (área de estudo 2). Contudo, ao considerar a média zonal do NMM para a região contida na grade numérica, assim como já apontado por YIN *et al.* (2010), verifica-se que o NMM decresce de norte para o sul ao largo da costa leste brasileira (ver Figura 59).

Regionalmente, o NM pode variar em função de fatores não climáticos, como a resposta estática às águas de degelo e a movimentos verticais das massas continentais. Em escala local, o soerguimento ou subsidência do solo podem resultar do derretimento do gelo terrestre, de atividades vulcânicas e tectônicas, das características sedimentares, da extração de água subterrânea, óleo e gás e da urbanização (CAZENAVE e COZANNET, 2014). Assim, a mudança regional no NM corresponde à soma do componente climático, do estático e dos movimentos verticais do terreno.

Apesar de ter sido observada a variação do NM na área de estudo, somente a componente climática foi considerada na obtenção dos resultados, levando a outras possíveis justificativas para essa variação espacial. O NM em escala regional também pode ser afetado por mudanças na circulação atmosférica e oceânica, as chamadas mudanças dinâmicas (STAMMER *et al.*, 2013). Os efeitos termostérico e halostérico alteram a densidade e o volume da água, mas a tensão do vento sobre a superfície oceânica é o principal agente de mudanças no NM, através de processos dinâmicos, como o bombeamento de Ekman, ondas planetárias e ressurgência. Anomalias no rotacional do vento alteram a convergência dos transportes de Ekman em superfície e estimulam a propagação de ondas de Rossby que são acompanhadas por anomalias do NM (Timmermann *et al.*, 2010).

As anomalias no rotacional do vento são geradas por mudanças na TSM. RAMOS DA SILVA e HAAS (2016) verificaram que a partir das mudanças na TSM previstas pelo CMIP5 as maiores anomalias no campo de ventos entre 10 e 30°S ocorreriam na costa leste do Rio de Janeiro e Espírito Santo.

Considerando a diferença entre os campos de ventos utilizados para forçar os modelos na regionalização nos experimentos 1 e 2, observa-se que junto à costa há a intensificação na magnitude dos ventos ao final do século, e que a partir de

21°S, há um deslocamento no sentido horário na direção do vento, que de 21 a 23°S são de Nordeste e a partir de 23°S são predominantemente de Sudeste (Figura 93). Já entre 12 e 21°S há um deslocamento no sentido anti-horário dos ventos que na região são predominantemente de leste, o que poderia favorecer o empilhamento e o aumento do nível de água na região costeira entre 23 e 26°S, que corresponde ao litoral de São Paulo e Paraná.

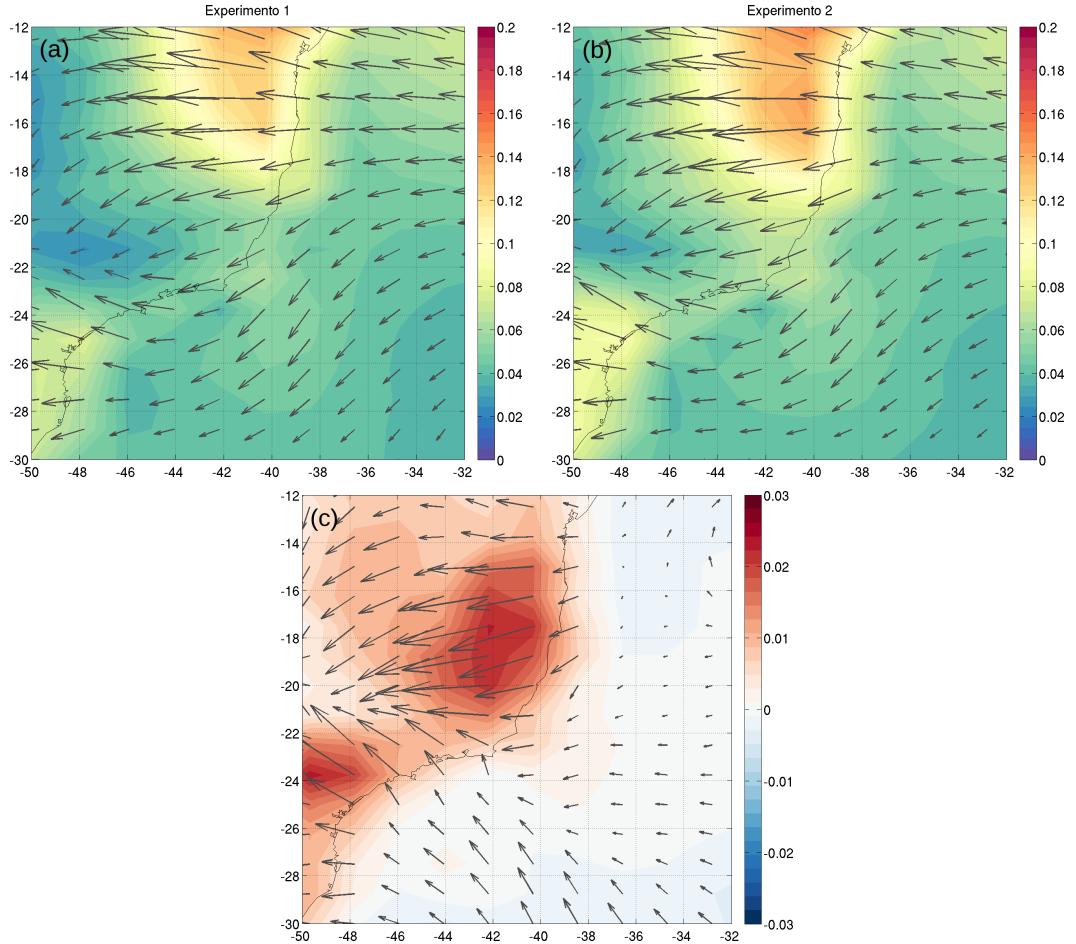


Figura 93: Campo médio de tensão de cisalhamento do vento do HadGEM2-ES de 1995 a 2005 (a) e de 2090 a 2100 (b), usado como condição de contorno atmosférica para os experimentos de regionalização, e anomalia entre os dois campos (c). As cores representam a magnitude, em N/m^2 , e as setas a direção.

A intensificação dos ventos também é observada através do rotacional da tensão do vento sobre a superfície (Figura 94). Na condição climática futura o rotacional estaria exacerbado em relação à condição atual. Esse comportamento, que já havia sido apontado por PONTES *et al.* (2016) tanto no HadGEM2-ES quanto em outros 18 modelos do CMIP5, indica que o rotacional se torna mais positivo na porção nordeste da grade numérica ao largo da costa e mais negativo em toda a região costeira, principalmente na região próxima ao litoral sul da Bahia. É justamente nessa região que foi observado o menor NM junto à costa analisada (ver

Figura 59).

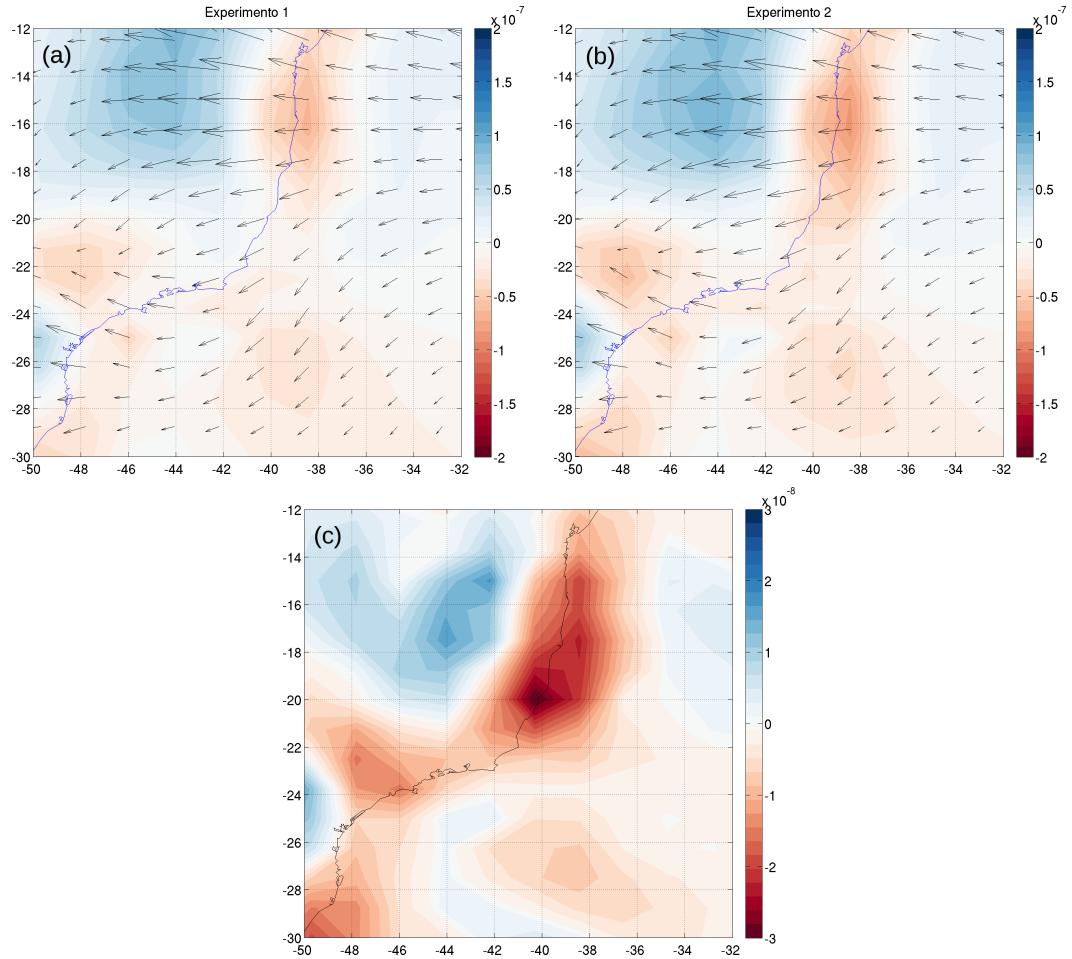


Figura 94: Rotacional da tensão de cisalhamento do vento do HadGEM2-ES médio de 1995 a 2005 (a) e de 2090 a 2100 (b) e a anomalia entre os dois períodos (c), em N/m^3 . As cores representam o rotacional e as setas em (a) e (b) a tensão do vento.

A variação do NM na região próxima à costa também pode se referir a um comportamento inverso ao observado na Corrente do Golfo. Como o transporte dessa corrente tem diminuído, EZER *et al.* (2013) sugerem que devido ao enfraquecimento das correntes geostróficas e com isso aos menores gradientes de elevação transversais à corrente, haja um aumento do NM à noroeste da Corrente do Golfo. Transportando essa lógica para a CB, como no presente estudo foi estimada a sua intensificação, essa hipótese levaria a um maior gradiente de pressão transversal à corrente, fazendo com o que o NM fosse relativamente menor nos locais onde a CB flui mais próximo à costa. Dessa forma, a intensificação do gradiente de elevação levaria a uma taxa de subida do NM inferior na porção à noroeste da CB.

Feições de mesoescala, como vórtices, também têm impacto nas anomalias da superfície livre e podem em longo prazo ter efeitos locais sobre as tendências de variação do NM, algumas vezes ocasionando um padrão inverso ao esperado somente

com a resposta ao forçante do vento (QIU *et al.*, 2015).

Dessa forma, os mecanismos que levam aos padrões regionais de distribuição das taxas de subida do NM e anomalias de TSM encontrados no presente trabalho, dentre eles o efeito da batimetria, orientação da linha de costa e mean-dramento da CB, necessitam ser investigados de forma mais profunda em futuros estudos. O que de fato pode ser discutido é que o aumento da resolução espacial devido à regionalização aqui empregada permitiu a observação de padrões espaciais e de variabilidades que não eram possíveis de serem observadas em modelos globais que não resolvem a dinâmica regional adequadamente.

Através dos resultados, é possível observar como a subida do NM ao longo do século possui amplitudes diferenciadas na zona costeira brasileira. Somado a isso, estão as diferentes características geomorfológicas, atmosféricas, hidrológicas, oceanográficas, dentre outras. Todas essas peculiaridades, tornam essencial o conhecimento e a investigação em alta resolução espacial dos processos atuantes na zona costeira.

8.2 Inundação costeira

No que tange a inundação, a subida do NM tem influência direta no grau de alagamento e nas potenciais consequências desses eventos dadas as características locais. Dessa forma, as estimativas sobre a subida do NM futura fornecem a base para estudos de inundação. Alguns estudos analisam o risco de inundação costeira utilizando as projeções acerca do NM futuro em escala global (BALICA *et al.*, 2012; NICHOLLS, 2004; NICHOLLS *et al.*, 1999; SPENCER *et al.*, 2016), contudo, essa abordagem não apresenta o detalhamento necessário para a compreensão da inundação passível de ocorrer em cenários futuros e faz uso de aproximações e valores médios que podem alterar significativamente as previsões acerca da inundação considerando escalas menores. Assim, o estudo com fins de gerenciamento devem ser realizados em escalas mais locais (p. ex. AUCELLI *et al.*, in press; GUSMÃO *et al.*, 2010; SHALTOUT *et al.*, 2015; VOUSDOUKAS *et al.*, 2016b; ZANETTI *et al.*, 2016).

Apesar do foco regional, a maior parte dos estudos sobre inundação costeira vem sendo realizada utilizando a abordagem estática. Nessa abordagem, todas as áreas com topografia inferior à elevação do mar são consideradas alagadas, ou seja, não há a necessidade do uso de modelagem computacional, apenas de um modelo digital de terreno. Esse é o caso dos estudos sobre inundação que vêm sendo realizados no Brasil, como por exemplo nos trabalhos de ZANETTI *et al.* (2016) em Santos (SP) e GUSMÃO *et al.* (2010), no Rio de Janeiro (RJ). No entanto, dada a complexidade do processo de inundação, essa abordagem superestima a extensão e

grau de inundação, principalmente em regiões planas, como já apontado em alguns estudos (RAMIREZ *et al.*, 2016; SEENATH *et al.*, 2016; VOUSDOUKAS *et al.*, 2016a).

Além disso, há a questão relativa ao nível de água considerado para a avaliação da inundação. Na abordagem estática, é utilizado um valor médio de subida do NM, desconsiderando as oscilações e efeitos conjuntos que alteram o NM localmente. Esse aspecto é contornado ao utilizar um modelo hidrodinâmico, que aplica à costa o nível de água resultante dos diversos forçantes atuantes.

Apesar da representação mais realística do comportamento do NM na zona costeira, grande parte dos estudos sobre inundação costeira em um cenário futuro de mudanças climáticas, independente da abordagem considerada, utiliza o valor médio de subida do NM projetado para a região a ser estudada, sendo muitas vezes utilizada uma média global.

No Brasil, no entanto, ainda não foram realizados estudos sobre a inundação marinha utilizando a modelagem computacional, principalmente simulando condições para o final do século. Com isso, o uso da modelagem hidrodinâmica e a regionalização das variáveis oceânicas dos modelos climáticos globais para o estudo da inundação costeira é o diferencial da tese, e os resultados obtidos se mostram valiosos para a compreensão dos impactos da subida do NM e da inundação na zona costeira das áreas de estudo.

Nas duas áreas de estudo do presente trabalho, foram observadas maiores elevações da superfície livre, principalmente devido ao deslocamento do NMM, o que potencialmente aumenta a área sujeita à inundação. De fato, de acordo com os resultados, haveria um aumento de 31,2% na extensão das áreas inundadas na região entre Una e Belmonte (área de estudo 1) e um aumento substancial nas ocorrências de inundação máxima no entorno da BG (área de estudo 2). Além disso, foi previsto o aumento no tempo de permanência do alagamento em ambas as áreas de estudo.

Tanto no sul da Bahia quanto na BG são encontradas atualmente áreas ocupadas por vegetação de mangues, apesar de esta última corresponder a remanescentes de um ecossistema anteriormente presente em extensões maiores. Nesse tipo de ambiente, a subida do NM e o potencial afogamento do ecossistema podem ser compensados pela taxa de acresção vertical do manguezal, que significa que naturalmente o ambiente é capaz de se equilibrar à taxa de subida do NM. No entanto, quando a subida do NM é dada a taxas rápidas, há a necessidade de migração lateral já que as áreas previamente ocupadas não se tornam mais propícias ao desenvolvimento da vegetação devido à presença permanente da água salina.

Ao avaliar as mudanças no padrão das inundações em áreas de manguezais, a amplitude de marés no local é de extrema relevância, já que locais sujeitos a grandes variações de maré são mais resilientes pela presença de maiores extensões

de ecossistemas próprios dos ambientes de transição e por serem mais adaptáveis a mudanças no aporte sedimentar.

A partir desses conceitos, na presente tese, o efeito da inundação a ser experimentada ao final do século foi estimado nos manguezais de acordo com a parametrização de NICHOLLS *et al.* (1999, ver item 6.5.2.3). Para a região próxima à foz do rio Jequitinhonha, em Belmonte (BA), representada na grade BM1, estima-se que seja perdido de 13,43 a 17,43% da área atual dos manguezais. Já na região da APA Guapimirim localizada na porção nordeste da BG (RJ, representada na grade RM1), estima-se a perda de 28,32 a 36,32%.

Esse resultado indica que nos dois locais estudados haveria a necessidade da migração lateral, já que a taxa de acresção vertical não seria suficiente para conter o avanço do NM. No entanto, devido à grande expansão urbana e atual uso do solo, poucas são as áreas disponíveis para a acomodação lateral dos manguezais, principalmente na BG, que possui como agravante a presença de barreiras topográficas.

Nas áreas urbanas, apesar da presença de algumas estruturas de proteção costeira, o impacto de inundações marinhas é maior, já que, em geral, os sistemas de drenagem são ineficientes e não contrapõe os impactos negativos de intervenções humanas, como a retificação de rios e o consequente aumento do fluxo fluvial e a impermeabilização do solo, que só aumentam o escoamento superficial e causam inundações urbanas. Dessa forma, em situações extremas há o efeito conjunto dos volumes de água fluvial, pluvial e marinha.

Neste trabalho, foi realizada a modelagem da inundação marinha em partes das cidades do Rio de Janeiro e Niterói (RJ). De acordo com os experimentos, foi observada pouca variação em termos de área sujeita à inundação marinha, apesar de o tempo de alagamento ter aumentado nessas áreas. Dessa forma, o alagamento costeiro eventual se tornaria permanente em algumas regiões, diminuindo a faixa de areia de praias, principalmente nas praias do Leblon, Ipanema, Copacabana, Leme, Botafogo e Flamengo, e aumentando o espelho d'água das lagoas costeiras representadas nas grades numéricas (RC1 e RC2), como é o caso da Lagoa Rodrigo de Freitas e da Lagoa de Piratininga. Também foi observada a menor propensão à exposição de bancos de sedimentos ao redor das ilhas localizadas no interior da baía (ver Figuras 78 e 79).

Apesar de o presente trabalho não apresentar resultados referentes às alterações na pluviosidade e vazão dos rios, o estudo apresenta a potencial área atingida pelas alterações oceânicas no contexto de mudanças climáticas. Somente o uso das alterações oceânicas, em termos de subida do NM e intensificação de correntes, já é de extrema importância para a compreensão do processo de inundação de origem marinha, a fim de se obter um planejamento urbano mais eficaz no controle de inundações oriundas de fortes chuvas e períodos de cheias.

8.3 Vulnerabilidade costeira

Muitos estudos vêm sendo realizados a fim de compreender como a subida do NM afetaria a zona costeira, que, em sua maioria, consideram índices de vulnerabilidade que classificam a linha de costa de acordo com suas diferentes características. Aqui a linha de costa brasileira entre a Bahia e o Rio Grande do Sul também foi classificada acerca da vulnerabilidade costeira à subida do NM (ver item 6.5.2.4), valendo-se basicamente das variáveis prognósticas obtidas com a modelagem computacional.

De acordo com os resultados, 75,4 % da costa brasileira entre 12 e 30°S tem vulnerabilidade costeira alta à subida do NM projetada para 2100. O restante da linha de costa foi classificado como em risco moderado (22,2%) e muito alto (2,4%, Figura 6.5.2.4). As regiões mais vulneráveis correspondem a faixas do litoral de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, refletindo o impacto do clima de ondas que ocorre no litoral sul do país (PIANCA *et al.*, 2010) no índice considerado.

A vulnerabilidade à inundação costeira também foi quantificada, nas áreas de estudo 1 e 2, utilizando os resultados com aproximadamente 189 m de resolução espacial horizontal e o índice apresentado no item 6.5.2.4. De Una a Belmonte, 72,8% das áreas litorâneas foram consideradas com média vulnerabilidade e 24,6% apresentaram baixa vulnerabilidade à inundação. Já no entorno da BG, 97,7% foi considerado com média vulnerabilidade e nenhuma porção da linha de costa pôde ser classificada como em baixo risco. Ambas as áreas de estudo apresentaram áreas com vulnerabilidade alta em proporções semelhantes (2,6 e 2,3% para as áreas de estudo 1 e 2, respectivamente).

Nas duas áreas de estudo, essa é a primeira aplicação de um índice de vulnerabilidade costeira à inundação, apesar desse tipo de aproximação já ter sido utilizado anteriormente no Brasil (p. ex. ZANETTI *et al.*, 2016).

No Rio de Janeiro, GUSMÃO *et al.* (2010) e MANDARINO e ARUEIRA (2012) já haviam classificado a região do entorno da BG em termos de vulnerabilidade à subida do NM, no entanto, não se valeram de índices, apenas quantificaram a vulnerabilidade proporcionalmente à topografia local. Enquanto que o presente trabalho mostra as margens das lagoas costeiras representadas na grade numérica R2 e as regiões de Ramos e Ilha do Governador como as mais vulneráveis, os autores apresentam as regiões de manguezais, como a APA Guapimirim, como as mais vulneráveis à subida do NM. Essa diferença se deve principalmente à metodologia empregada e ao conceito intrínseco de vulnerabilidade.

A vulnerabilidade ambiental leva em consideração a capacidade do ambiente em responder a uma alteração, não somente a sua exposição (ADGER, 2006; GALLOPÍN, 2006; IPCC, 2001; ZHOU *et al.*, 2010). Nesse caso, as zonas naturais

compostas por manguezais são mais resilientes e, por isso, no presente estudo, apesar de ter sido identificado o aumento na permanência do alagamento e a maior extensão da inundação nessas áreas, elas não foram consideradas como as mais vulneráveis.

Os aspectos socieconômicos inerentes ao aumento da inundação em áreas urbanas tornam evidente a maior vulnerabilidade deste tipo de ambiente a mudanças climáticas futuras. Em geral, as inundações são um dos principais riscos na zona costeira, já que as áreas susceptíveis a inundação atualmente já possuem problemas de drenagem, associados às intervenções humanas no ambiente natural, como a escassez de áreas de infiltração e a poluição por resíduos sólidos. Esse ponto já havia sido levantado anteriormente por MUEHE (2010), que concluiu que a subida do NM e o aumento na inundação levariam à contaminação da água subterrânea e aos consecutivos impactos na saúde pública.

8.4 Considerações

Considerando as diferentes capacidades de resposta e os resultados encontrados na presente tese, é possível verificar a validade da metodologia empregada para a obtenção das modificações climáticas no oceano adjacente à costa brasileira e as consequentes alterações na inundação costeira, assim como a representatividade dos índices empregados para a classificação da vulnerabilidade à inundação.

No entanto, apesar da validade dos resultados, muitos outros fatores poderiam ser considerados em aplicações futuras. Como a zona costeira sofre a interferência de diversos processos que atuam de forma sinérgica, a modelagem acoplada de sedimentos e ondas, principalmente, poderia alterar de forma significativa os resultados acerca dos impactos e a vulnerabilidade das áreas estudadas.

Esse tipo de acoplamento permitiria verificar padrões de mudanças em termos de acréscimo e retração da linha de costa, assim como a disponibilidade de sedimentos para a reposição em áreas de manguezais, por exemplo, e avaliar como a região costeira poderia se adaptar naturalmente graças à acréscimo vertical. Além disso, a mudança nos padrões de sedimentação na foz dos rios poderia ser representada, como por exemplo o deslocamento da posição das regiões de maior assoreamento, que levaria ao maior transbordamento e inundação, em função do aumento da intrusão salina (MUEHE e NEVES, 1995).

Assim como a modelagem de ondas é importante para verificar o padrão de transporte de sedimentos junto à costa, ela é essencial para analisar os efeitos conjuntos da subida do NM e a mudança no clima de ondas, que podem de forma direta influenciar na intensidade e áreas sob efeito da inundação costeira.

VOUSDOUKAS *et al.* (2016a) verificaram em alguns países da Europa que as áreas inundadas são significativamente maiores quando considerado o efeito

das ondas no nível de água total (os autores verificaram uma subestimação de 60% da área inundada), ressaltando a importância da consideração e análise integrada das ondas ao longo da área de interesse. No entanto, essa subestimação ocorre em áreas onde as ondas são as principais contribuidoras para o nível de água local, o que não invalida a metodologia utilizada no presente estudo, e já que para o cálculo da vulnerabilidade costeira foi utilizada a climatologia das ondas apresentada por PIANCA *et al.* (2010). VOUSDOUKAS *et al.* (2016a), por exemplo, não realizaram a modelagem hidrodinâmica acoplada à modelagem de ondas, apenas consideraram os resultados do clima de ondas da reanálise do ERA-Interim para somar sua participação no nível total de água atuante na zona costeira.

Capítulo 9

Conclusões

Na presente tese, foi realizado o *downscaling* dos resultados oceânicos do modelo do sistema terrestre HadGEM2-ES para os cenários histórico e de estabilização de forçantes radiativos RCP4.5, através de dois experimentos que representam respectivamente as condições atuais (1995 a 2005) e futuras (2090 a 2100). Foi realizada a modelagem hidrodinâmica utilizando o ROMS e o aninhamento *offline* de grades numéricas de forma sequencial, totalizando 20 simulações em 10 grades numéricas. A representatividade dos resultados foi avaliada através da comparação dos resultados com dados observacionais e com outros estudos encontrados na literatura, em relação à temperatura e altura da superfície do mar, assim como à posição de origem e transporte de volume da CB.

A inundação marinha foi modelada nas regiões de estudo localizadas entre os municípios de Una e Belmonte, na Bahia, e no entorno da BG, no Rio de Janeiro, através do módulo de alagamento e secamento do ROMS. As alterações na hidrodinâmica e na inundação marinha foram observadas através das anomalias entre os experimentos. Além disso, foram propostos dois índices de vulnerabilidade costeira baseados nos resultados da modelagem hidrodinâmica, que foram aplicados para as zonas costeiras representadas nas grades numéricas.

O procedimento de modelagem utilizado para a obtenção de resultados de alta resolução se mostrou apropriado e apresentou resultados satisfatórios na representação das feições oceanográficas encontradas no clima presente, quando da utilização de condições iniciais e de contorno do experimento histórico (condição atual).

Em relação às mudanças climáticas, através dos resultados obtidos, observou-se que a CB seria originada à norte da posição atual, apesar de continuar sendo observada a mesma variabilidade quanto à sua migração latitudinal sazonal. Também foi verificada a intensificação da CB, possivelmente oriunda do deslocamento da origem da CB, através do aumento de 17,5% do transporte de volume desta corrente em 22,1°S e do aumento das velocidades em superfície.

Ao final do século, foi projetado o aumento da TSM, correspondendo a uma anomalia média de 1,44°C, que ocorreria principalmente em menores latitudes, e o aumento do NMM em toda a costa brasileira representada nas simulações, localizada entre 5 e 40°S. A taxa de subida do NMM nessa região, calculada em 7,5 mm por ano, se mostrou superior à média global projetada pelos modelos climáticos.

Em 2100, a anomalia média do NMM em relação ao ano de 1995 para a costa estudada seria de 0,78 m. No entanto, a taxa de subida do NM apresentou variações espaciais. Ao largo da costa, foi observado um gradiente decrescente de norte para sul da anomalia do NMM, corroborando os resultados dos modelos globais. No entanto, na região mais próxima à costa, esse padrão não é observado, o que indica que essas variações possam ser resultantes de processos dinâmicos que somente foram resolvidos com a regionalização.

As diferentes taxas de subida do NM ao longo da costa e as diferentes características regionais levaram a diferentes graus de vulnerabilidade à subida do NM e à inundação na região de estudo. Apesar disso, 75,4% do litoral entre o sul da Bahia e o norte do Rio Grande do Sul apresentaram alta vulnerabilidade à subida do NM.

De acordo com os resultados obtidos com a modelagem numérica, estima-se que haja uma expansão das áreas sujeitas à inundação e a maior persistência do alagamento nas áreas previamente inundáveis. Essas alterações potencialmente contribuiriam para a perda de áreas de manguezais na foz do rio Jequitinhonha, na Bahia, e na região da APA Guapimirim, no Rio de Janeiro, e possíveis problemas de drenagem nas áreas urbanas. Na região do entorno da BG, as alterações no padrão das inundações apontam a redução da faixa de areia das praias, principalmente na zona sul do Rio de Janeiro, e o aumento do espelho d'água das lagoas costeiras dos Municípios do Rio de Janeiro e Niterói. Essas alterações no padrão de inundação marinha mostraram que a região do entorno da BG possui de média a alta vulnerabilidade às inundações marinhas a serem potencialmente experimentadas ao final do século, enquanto que o litoral entre os Municípios de Una e Belmonte possui vulnerabilidade baixa a alta.

Esses resultados acusam a necessidade da consideração dos aspectos climáticos na gestão integrada do ordenamento territorial e da zona costeira, e de que recursos sejam investidos não somente na resposta a emergências ou em medidas de recuperação, mas também em ações de prevenção, que antecipem a resposta dos ambientes naturais e deem foco nos locais mais vulneráveis.

Os resultados e a metodologia utilizados nesta tese servem como suporte à elaboração de tais políticas públicas que, em alguns casos, não possui a base científica necessária para respaldar e planejar ações.

Além dos aspectos inerentes ao gerenciamento ambiental, há ainda o pa-

pel da presente análise para setores econômicos atualmente em ampla expansão. A compreensão das alterações hidrodinâmicas em escala regional, assim como das mudanças nas áreas sujeitas à inundação, também é fundamental para a indústria de exploração e produção de petróleo em suas diferentes escalas. Alterações na hidrodinâmica podem requerer novos estudos acerca da estabilidade de plataformas e estruturas submersas, por exemplo, assim como a elaboração de novas cartas de sensibilidade a derramamentos de óleo. Em especial, os resultados aqui apontados podem servir de base para a compreensão das áreas mais vulneráveis considerando as condições climáticas atuais e como indicação das alterações dessas condições em longo prazo.

A abordagem sobre inundação no ambiente costeiro aqui apresentada, na maior parte das vezes não é utilizada devido aos custos computacionais inerentes à modelagem numérica. Entretanto, a partir de uma estratégia de ação mais elaborada, pode facilmente ser reaplicada em diferentes escalas.

Visto isso, a formação de uma base nacional de previsão e avaliação da vulnerabilidade às mudanças climáticas seria fundamental para tornar possível a troca de informação entre cientistas e gestores. Assim, sugere-se a elaboração de uma regionalização para toda a costa brasileira, utilizando horizontes de projeção mais longos do que os utilizados atualmente na tese, de forma que seja construída uma base de dados que permita a aplicação da modelagem de alta resolução nas diferentes regiões brasileiras. Dessa forma, o principal problema relativo à utilização da modelagem hidrodinâmica para esse tipo de estudo, que seria o custo computacional, seria reduzido pela otimização dos experimentos. O único ponto, que na realidade é limitante para qualquer tipo de abordagem, estática ou não, seria a elaboração de um modelo digital de terreno de alta resolução para as diferentes regiões do Brasil.

Dessa forma, como estudos futuros, são recomendados a obtenção de uma base topo/batimétrica de alta resolução para a zona costeira brasileira e o acoplamento da modelagem hidrodinâmica à modelagem de ondas e de transporte de sedimentos. Além disso, se faz necessária a investigação dos mecanismos associados a variabilidade espacial das anomalias oriundas das mudanças climáticas encontradas com a regionalização dos resultados dos modelos climáticos globais.

Referências Bibliográficas

ABBOTT, M. B., BASCO, D. R., 1989, *Computational fluid dynamics: an introduction for engineers*. Harlow, Essex, England, Longman Scientific & Technical.

ADDO, K. A., 2013, “Assessing Coastal Vulnerability Index to Climate Change: the Case of Accra - Ghana”, *Journal of Coastal Research*, v. Special Issue 65, pp. 1892–1897. doi: 10.2112/SI65-320.1.

ADGER, W. N., 2006, “Vulnerability”, *Global Environmental Change*, v. 16, n. 3, pp. 268–281. ISSN: 0959-3780. doi: 10.1016/j.gloenvcha.2006.02.006. Resilience, Vulnerability, and Adaptation: A Cross-Cutting Theme of the International Human Dimensions Programme on Global Environmental Change.

AGARWAL, N., JUNGCLAUS, J. H., KÖHL, A., et al., 2015, “Additional contributions to CMIP5 regional sea level projections resulting from Greenland and Antarctic ice mass loss”, *Environmental Research Letters*, v. 10, n. 7, pp. 074008. doi: 10.1088/1748-9326/10/7/074008.

AMANTE, C., EAKINS, B. W., 2009. “ETOPO1 Global Relief Model converted to PanMap layer format”. Disponível em: <<https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.769615>>.

AMORIM, F., CIRANO, M., SOARES, I., et al., 2011, “Coastal and shelf circulation in the vicinity of Camamu Bay (14°S), Eastern Brazilian Shelf”, *Continental Shelf Research*, v. 31, n. 2, pp. 108 – 119. ISSN: 0278-4343. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2010.11.011>.

AMORIM, F., CIRANO, M., SOARES, I., et al., 2012, “The influence of large-scale circulation, transient and local processes on the seasonal circulation of the Eastern Brazilian Shelf, 13°S”, *Continental Shelf Research*, v. 32, pp. 47 – 61. ISSN: 0278-4343. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2011.10.011>.

AMORIM, F., CIRANO, M., MARTA-ALMEIDA, M., et al., 2013, "The seasonal circulation of the Eastern Brazilian shelf between 10°S and 16°S: A modelling approach", *Continental Shelf Research*, v. 65, pp. 121 – 140. ISSN: 0278-4343. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2013.06.008>.

ANA, 2015, "Dados Hidrológicos. HidroWeb: Sistema de Informações Hidrológicas", Agência Nacional de Águas. Disponível em: <hidroweb.ana.gov.br>.

ANTONOV, J. I., LEVITUS, S., BOYER, T. P., 2005, "Thermosteric sea level rise, 1955–2003", *Geophysical Research Letters*, v. 32, n. 12, pp. 1–4. ISSN: 1944-8007. doi: [10.1029/2005GL023112](https://doi.org/10.1029/2005GL023112). L12602.

AUCELLI, P. P. C., PAOLA, G. D., INCONTRI, P., et al., in press, "Coastal inundation risk assessment due to subsidence and sea levelrise in a Mediterranean alluvial plain (Volturno coastal plain–southern Italy)", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. ISSN: 0272-7714. doi: [10.1016/j.ecss.2016.06.017](https://doi.org/10.1016/j.ecss.2016.06.017).

BALICA, S. F., WRIGHT, N. G., VAN DER MEULEN, F., 2012, "A flood vulnerability index for coastal cities and its use in assessing climate change impacts", *Natural Hazards*, v. 64, n. 1, pp. 73–105. ISSN: 1573-0840. doi: [10.1007/s11069-012-0234-1](https://doi.org/10.1007/s11069-012-0234-1).

BAPTISTA NETO, J. A., PEIXOTO, T. C., SMITH, B. J., et al., 2013, "Geochronology and heavy metal flux to Guanabara bay, Rio de Janeiro state: a preliminary study", *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 85, pp. 1317 – 1327. ISSN: 0001-3765. doi: [10.1590/0001-3765201394612](https://doi.org/10.1590/0001-3765201394612).

BARNOLA, J. M., RAYNAUD, D., KOROTKEVICH, Y. S., et al., 1987, "Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂", *Nature*, v. 329, pp. 408–414.

BÉRGAMO, A. L., 2006, *Características hidrográficas, da circulação e dos transportes de volume e sal na Baía de Guanabara (RJ): Variações sazonais e moduladas pela maré*. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo.

BERNAL, J., 2009, *Contribuição do aporte fluvial de sedimentos para a construção da planície deltaica do rio Jequitinhonha - BA*. Tese de Mestrado, Universidade Federal da Bahia.

BITTENCOURT, A. C. D. S. P., DOMINGUEZ, J. M. L., MARTIN, L., et al., 2000, “Patterns of sediment dispersion coastwise the State of Bahia - Brazil”, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 72 (06), pp. 271 – 287. ISSN: 0001-3765. doi: 10.1590/S0001-37652000000200012.

BOMBARDI, R. J., CARVALHO, L. M. V., JONES, C., et al., 2014, “Precipitation over eastern South America and the South Atlantic Sea surface temperature during neutral ENSO periods”, *Climate Dynamics*, v. 42, n. 5, pp. 1553–1568. ISSN: 1432-0894. doi: 10.1007/s00382-013-1832-7.

BOPP, L., RESPLANDY, L., ORR, J. C., et al., 2013, “Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models”, *Biogeosciences*, v. 10, pp. 6225–6245.

BORGES, A., SANDERS, C., SANTOS, H., et al., 2009, “Eutrophication history of Guanabara Bay (SE Brazil) recorded by phosphorus flux to sediments from a degraded mangrove area”, *Marine Pollution Bulletin*, v. 58, n. 11, pp. 1750–1754. ISSN: 0025-326X. doi: 10.1016/j.marpolbul.2009.07.025.

BRYDEN, H. L., LONGWORTH, H. R., CUNNINGHAM, S. A., 2005, “Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N”, *Nature*, v. 438, pp. 655–657. doi: 10.1038/nature04385.

BURCHARD, H., PETERSEN, O., RIPPETH, T. P., 1998, “Comparing the performance of the Mellor–Yamada and the k - ϵ two-equation turbulence models”, *Journal of Geophysical Research*, v. 103, pp. 10543–10554.

BÖCK, C. S., 2015, *Variabilidade dos transportes oceânicos da corrente do Brasil em um cenário de emissões do IPCC*. Tese de Doutorado, UFRJ/COPPE.

CALADO, L., GANGOPADHYAY, A., SILVEIRA, I. C. A., 2006, “A parametric model for the Brazil Current meanders and eddies off Southeastern Brazil”, *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. L12602. doi: 10.1029/2006GL026092.

CARVALHO, G. V., 2011, “Influência do vento na hidrodinâmica da Baía de Guanabara (RJ)”, Monografia de Graduação em Oceanografia, UERJ, Rio de Janeiro: 67p.

CASTRO, B. M., MIRANDA, L. B., 1998, “Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S coastal segment (4,W)”. In: Robinson, A. R., Brink, K. H. (Eds.), *The Sea*, Oxford, John Wiley & Sons, pp. 209–251.

CAVALCANTI, I. F. A., SHIMIZU, M. H., 2012, "Climate fields over South America and variability of SACZ and PSA in HadGEM2-ES", *American Journal of Climate Change*, v. 1, pp. 132–144.

CAZENAVE, A., COZANNET, G. L., 2014, "Sea level rise and its coastal impacts", *Earth's Future*, v. 2, n. 2, pp. 15–34. ISSN: 2328-4277. doi: 10.1002/2013EF000188.

CELINO, J. J., ESCOBAR, N. F. C., HADLICH, G. M., et al., 2014, "Geoquímica da água superficial nos baixos cursos dos rios Una, Pardo e Jequitinhonha, Sul da Bahia". In: Celino, J. J., Hadlich, G. M., Queiroz, A. F. S., et al. (Eds.), *Avaliação de ambientes costeiros da região sul da Bahia: geoquímica, petróleo e sociedade*, 1 ed., EDUFBA, cap. 3, pp. 63–76, Salvador, BA.

CHENG, W., CHIANG, J. C. H., ZHANG, D., 2013, "Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) in CMIP5 Models: RCP and Historical Simulations", *Journal of Climate*, v. 26, n. 18, pp. 7187–7197. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00496.1.

CHIESI, C. M., MULITZA, S., GROENEVELD, J., et al., 2014, "Variability of the Brazil Current during the late Holocene", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 415, pp. 28 – 36. ISSN: 0031-0182. doi: 10.1016/j.palaeo.2013.12.005. Continental and Coastal Marine Records of Centennial to Millennial Changes in South American Climate since the Last Glacial Maximum.

CHOU, S. C., LYRA, A., MOURÃO, C., et al., 2014, "Assessment of Climate Change over South America under RCP 4.5 and 8.5 Downscaling Scenarios", *American Journal of Climate Change*, v. 3, n. 5, pp. 512–527. doi: 10.4236/ajcc.2014.35043.

CHURCH, J. A., CLARK, P. U., CAZENAVE, A., et al., 2013, "Sea Level Change". In: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., et al. (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, cap. 13, pp. 1137–1216, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

CIDE, 2001, "Uso e cobertura do solo. Estado do Rio de Janeiro - 2001", Fundação Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro.

CIRANO, M., MATA, M. M., CAMPOS, E. J. D., et al., 2006, "A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no

modelo de circulação global OCCAM”, *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 24, n. 2, pp. 209–230.

CMEMS, 2015, *Product user manual for global ocean OSTIA sea surface temperature reprocessing*. Relatório técnico, Copernicus Marine Environment Monitoring Service. Disponível em: <<http://cmems-resources.cls.fr/documents/PUM/CMEMS-OSI-PUM-010-011.pdf>>.

CMEMS, 2016a, *Product user manual for sea level SLA products*. Relatório técnico, Copernicus Marine Environment Monitoring Service, a. Disponível em: <<http://marine.copernicus.eu/documents/PUM/CMEMS-SL-PUM-008-017-033.pdf>>.

CMEMS, 2016b, *Product user manual for OSTIA near real time level 4 diurnal skin SST products over the global ocean*. Relatório técnico, Copernicus Marine Environment Monitoring Service, b. Disponível em: <<http://cmems-resources.cls.fr/documents/PUM/CMEMS-OSI-PUM-010-014.pdf>>.

CMEMS, 2016c, *Product user manual for global ocean observation-based products*. Relatório técnico, Copernicus Marine Environment Monitoring Service, c. Disponível em: <<http://cmems-resources.cls.fr/documents/PUM/CMEMS-GLO-PUM-001-020.pdf>>.

CMIP, 2013, “World Climate Research Programme.Earth System Grid Federation.” Coupled Model Intercomparison Project, 02. Disponível em: <<http://cmip-dn1.badc.rl.ac.uk/thredds/esgcet>>.

COLLINS, M., KNUTTI, R., ARBLASTER, J., et al., 2013, “Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility”. In: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., et al. (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, cap. 12, pp. 1029–1136, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

COLLINS, W. J., BELLOUIN, N., DOUTRIAUX-BOUCHER, M., et al., 2011, “Development and evaluation of an Earth-System model - HadGEM2”, *Geosci. Model. Dev.*, v. 4, pp. 1051–1075.

COPPETEC, 2013, *Estudos de Avaliação da Intrusão Salina*. Relatório técnico, INEA. Elaboração do Plano Estadual de Recursos hídricos do Estado do Rio de Janeiro: R3-B – Temas Técnicos Estratégicos.

DA SILVEIRA, I., LIMA, J., SCHMIDT, A., et al., 2008, "Is the meander growth in the Brazil Current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability?" *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v. 45, n. 3–4, pp. 187 – 207. ISSN: 0377-0265. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2008.01.002>. Oceanic Fronts.

DE ALMEIDA, R. A. F., NOBRE, P., HAARSMA, R. J., et al., 2007, "Negative ocean-atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone", *Geophysical Research Letters*, v. 34, n. 18, pp. 1–5. ISSN: 1944-8007. doi: [10.1029/2007GL030401](https://doi.org/10.1029/2007GL030401). L18809.

DE MELO, G. V., 2004, *Transporte de metais pesados no sedimento em suspensão na Baía de Guanabara, em um ciclo de maré*. Tese de Mestrado, UFF.

DELWORTH, T., RAMASWAMY, V., STENCHIKOV, G., 2005, "The impact of aerosols on simulated ocean temperature and heat content in the 20th century", *Geophys. Res. Lett.*, v. 32, n. L24709. doi: [10.1029/2005GL024457](https://doi.org/10.1029/2005GL024457).

DERECHYNSKI, C. P., MENEZES, W. F., 2015, "1 - Meteorologia da Bacia de Campos". In: Martins, R. P., Grossmann-Matheson, G. S. (Eds.), *Meteorologia e Oceanografia*, Elsevier Editora Ltda., pp. 1 – 54, Rio de Janeiro. ISBN: 978-85-352-6208-7. doi: [10.1016/B978-85-352-6208-7.50008-8](https://doi.org/10.1016/B978-85-352-6208-7.50008-8).

DIEZ, J. J., ESTEBAN, M. D., PAZ., R., et al., 2011, "Urban coastal flooding and climate change", *Journal of Coastal Research*, v. SI64, pp. 205–209.

DRAGAUD, I. C. D. V., 2014, *A influência da temperatura da superfície do mar na simulação computacional da circulação atmosférica na região costeira do Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Mestrado, COPPE, UFRJ.

EGBERT, G. D., EROFEEVA, S. Y., 2002, "Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 19, n. 2, pp. 183–204.

EGBERT, G. D., BENNETT, A. F., FOREMAN, M. G. G., 1994, "TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model", *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 99, n. C12, pp. 24821–24852. ISSN: 2156-2202. doi: [10.1029/94JC01894](https://doi.org/10.1029/94JC01894).

EVANS, D. L., SIGNORINI, S. R., MIRANDA, L. B., 1983, "A note on the transport of the Brazil Current", *J. Phys. Oceanogr.*, v. 13, pp. 1732–1738.

EZER, T., 2015, "Detecting changes in the transport of the Gulf Stream and the Atlantic overturning circulation from coastal sea level data: The extreme

decline in 2009–2010 and estimated variations for 1935–2012”, *Global and Planetary Change*, v. 129, pp. 23–36. ISSN: 0921-8181. doi: 10.1016/j.gloplacha.2015.03.002.

EZER, T., ATKINSON, L. P., CORLETT, W. B., et al., 2013, “Gulf Stream’s induced sea level rise and variability along the U.S. mid-Atlantic coast”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 118, n. 2, pp. 685–697. ISSN: 2169-9291. doi: 10.1002/jgrc.20091.

FAIRALL, C. W., BRADLEY, E. F., ROGERS, D. P., et al., 1996, “Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment”, *Journal of Geophysical Research*, v. 101, n. C2, pp. 3747–3764.

FEMAR, 2015, “Catálogo de estações maregráficas”, Fundação de Estudos do Mar. Disponível em: <www.fundacaofemar.org.br/biblioteca>.

FLATO, G., MAROTZKE, J., ABIODUN, B., et al., 2013, “Evaluation of Climate Models”. In: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., et al. (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, cap. 9, pp. 741–866, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

FRANÇA, M. C., COHEN, M. C., PESSENCIA, L. C., et al., 2013, “Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil”, *CATENA*, v. 110, pp. 59 – 69. ISSN: 0341-8162. doi: 10.1016/j.catena.2013.06.011.

GALLOPÍN, G. C., 2006, “Linkages between vulnerability, resilience, and adaptive capacity”, *Global Environmental Change*, v. 16, n. 3, pp. 293 – 303. ISSN: 0959-3780. doi: 10.1016/j.gloenvcha.2006.02.004. Resilience, Vulnerability, and Adaptation: A Cross-Cutting Theme of the International Human Dimensions Programme on Global Environmental Change.

GALLUCCI, F., NETTO, S., 2005, “Effects of the passage of cold fronts over a coastal site: an ecosystem approach”, *Marine ecology-progress series*, v. 281, pp. 79–92.

GARZOLI, S. L., MATANO, R., 2011, “The South Atlantic and the Atlantic Meridional Overturning Circulation”, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, v. 58, n. 17–18, pp. 1837–1847. ISSN: 0967-0645. doi: 10.1016/j.dsr2.2010.10.063. Climate and the Atlantic Meridional Overturning Circulation.

GASPAR, P., PONTE, R. M., 1997, "Relation between sea level and barometric pressure determined from altimeter data and model simulations", *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 102, n. C1, pp. 961–971. ISSN: 2156-2202. doi: 10.1029/96JC02920.

GILL, A. E., 1982, *Atmosphere-Ocean Dynamics*. 1 ed. London, Academic Press. ISBN: 9780122835223.

GORNITZ, V. M., DANIELS, R. C., WHITE, T. W., et al., 1994, "The Development of a Coastal Risk Assessment Database: Vulnerability to Sea-Level Rise in the U.S. Southeast", *Journal of Coastal Research*, pp. 327–338. ISSN: 07490208, 15515036.

GREGORY, J. M., LOWE, J. A., 2000, "Predictions of global and regional sea-level rise using AOGCMs with and without flux adjustment", *Geophysical Research Letters*, v. 27, n. 19, pp. 3069–3072.

GUSMÃO, P. P., FRANCO, N. M., VIANNA, S. B., et al., 2010, "Vulnerabilidade das megacidades brasileiras às mudanças climáticas: Região Metropolitana do Rio de Janeiro". In: Nobre, C., Hogan, D. J. (Eds.), *Projeto Megacidades, Vulnerabilidade e Mudanças Climáticas*, INPE/UNICAMP/UFRJ, p. 32.

HALLEGATTE, S., GREEN, C., NICHOLLS, R. J., et al., 2013, "Future flood losses in major coastal cities", *Nature Climate Change*, v. 3, pp. 802–806.

HASHIMOTO, T. R., SAINTILAN, N., HABERLE, S. G., 2006, "Mid-Holocene Development of Mangrove Communities Featuring *Rhizophoraceae* and Geomorphic Change in the Richmond River Estuary, New South Wales, Australia Mangrove Biogeography: The Role of Quaternary Environmental and Sea-Level Change", *Geographical Research*, v. 44, n. 1, pp. 63–76. doi: 10.1111/j.1745-5871.2006.00360.x.

HE, B., LAI, T., FAN, H., et al., 2007, "Comparison of flooding-tolerance in four mangrove species in a diurnal tidal zone in the Beibu Gulf", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 74, n. 1-2, pp. 254–262. ISSN: 0272-7714. doi: 10.1016/j.ecss.2007.04.018.

HEDSTRÖM, K. S., 2012, *Draft Technical Manual for a Coupled Sea-Ice/Ocean Circulation Model (version 4)*. Relatório Técnico OCS Study BOEM 2012-0xx, US Department of Interior, Bureau of Ocean Energy Management.

HEUZÉ, C., HEYWOOD, K. J., STEVENS, D. P., et al., 2015, "Changes in Global Ocean Bottom Properties and Volume Transports in CMIP5 Models under Climate Change Scenarios", *Journal of Climate*, v. 28, n. 8, pp. 2917–2944. doi: 10.1175/JCLI-D-14-00381.1.

HOFF, R., MICHEL, J. E., 2014, *Oil spill in mangroves - Planning and response considerations*. Relatório técnico, U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Ocean Service, Office of Response and Restoration.

HOLLAND, M. M., FINNIS, J., SERREZE, M. C., 2006, "Simulated Arctic Ocean freshwater budgets in the twentieth and twenty-first centuries", *J. Clim*, v. 19, pp. 6221–6242.

IPCC, 2001, "Climate Change 2001". In: Houghton, J., Ding, Y., Griggs, D. J., et al. (Eds.), *The Scientific Basis*, Cambridge University Press, p. 881, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

IPCC, 2007, "Climate Change 2007". In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., et al. (Eds.), *The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, p. 996, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

IPCC, 2013, "Climate Change 2013". In: Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., et al. (Eds.), *The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, p. 1535, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

KANTHA, L. H., CLAYSON, C. A., 1994, "An improved mixed layer model for geophysical applications", *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n. 12, pp. 25235–25266.

KILPATRICK, K., PODESTA, G., EVANS, R., 2001, "Overview of the NOAA/NASA Advanced Very High Resolution Radiometer Pathfinder algorithm for sea surface temperature and associated matchup database", *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 106, n. C5, pp. 9179–9197.

KIRTMAN, B., POWER, S. B., ADEDOYIN, J. A., et al., 2013, "Near-term Climate Change: Projections and Predictability". In: Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., et al. (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, cap. 11, pp. 953–1028, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

KJERFVE, B., MACINTOSH, D. J., 1997, "The impact of climatic change on mangrove ecosystems". In: Kjerfve, B., Lacerda, L. D., Diop, E. (Eds.),

Mangrove ecosystem studies in Latin America and Africa., UNESCO, pp. 1–7, Paris, France.

KJERFVE, B., RIBEIRO, C. H. A., DIAS, G. T. M., et al., 1997, “Oceanographic characteristics of an impacted coastal bay: Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brazil”, *Continental Shelf Research*, v. 17, n. 13, pp. 1609–1643.

KRAUSS, K. W., DOYLE, T. W., TWILLEY, R. R., et al., 2006, “Evaluating the relative contributions of hydroperiod and soil fertility on growth of south Florida mangroves”, *Hydrobiologia*, v. 569, n. 1, pp. 311–324. ISSN: 1573-5117. doi: 10.1007/s10750-006-0139-7.

KRAUSS, K. W., MCKEE, K. L., LOVELOCK, C. E., et al., 2014, “How mangrove forests adjust to rising sea level”, *New Phytologist*, v. 202, n. 1, pp. 19–34. ISSN: 1469-8137. doi: 10.1111/nph.12605. 2013-16139.

LACERDA, L. D., 1997, “Trace metals in mangrove plants: why such low concentrations?” In: Kjerfve, B., Lacerda, L., Diop, E. (Eds.), *Mangrove ecosystem studies in Latin America and Africa.*, UNESCO, pp. 171–178, Paris, France.

LAMCE, 2013, *Estudo da hidrodinâmica marinha costeira para a região do litoral sul da Bahia compreendida entre os municípios de Belmonte, Canavieiras e Una*. Relatório Técnico PEC-16726, COPPETEC. Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia.

LANDERER, F. W., JUNGCLAUS, J. H., MAROTZKE, J., 2007, “Regional Dynamic and Steric Sea Level Change in Response to the IPCC-A1B Scenario”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 37, pp. 296–312. doi: 0.1175/JPO3013.1.

LEMOS, A. T., SOARES, I. D., GHISOLFI, R. D., et al., 2009, “Oil spill modeling off the Brazilian Eastern coast: the effect of tidal currents on oil fate”, *Brazilian Journal of Geophysics*, v. 27, n. 4, pp. 625–639.

LEVERMANN, A., GRIESEL, A., HOFMANN, M., et al., 2005, “Dynamic sea level changes following changes in the thermohaline circulation”, *Climate Dynamics*, v. 24, n. 4, pp. 347–354. ISSN: 1432-0894. doi: 10.1007/s00382-004-0505-y.

LIMA, M. O., CIRANO, M., MATA, M. M., et al., 2016, “An assessment of the Brazil Current baroclinic structure and variability near 22° S in Distinct Ocean Forecasting and Analysis Systems”, *Ocean Dynamics*, v. 66, n. 6, pp. 893–916. ISSN: 1616-7228. doi: 10.1007/s10236-016-0959-6.

LUMPKIN, R., GARZOLI, S., 2011, "Interannual to decadal changes in the western South Atlantic's surface circulation", *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 116, n. C1, pp. 1–10. ISSN: 2156-2202. doi: 10.1029/2010JC006285. C01014.

LYRA, A. D. A., CHOU, S. C., SAMPAIO, G. D. O., 2016, "Sensitivity of the Amazon biome to high resolution climate change projections", *Acta Amazonica*, v. 46 (06), pp. 175 – 188. ISSN: 0044-5967. doi: 10.1590/1809-4392201502225.

MACFARLING-MEURE, C., ETHERIDGE, D., TRUDINGER, C., et al., 2006, "Law dome CO₂, CH₄ and N₂O ice core records extended to years BP." *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. L14810. doi: 10.1029/2006GL026152.

MALTA, F. S., 2005, *Estudo de correntes de maré do complexo estuarino da Baía de Guanabara - RJ*. Tese de Mestrado, COPPE, UFRJ.

MANDARINO, F. C., ARUEIRA, L. R., 2012, "Vulnerabilidade à elevação do nível médio do mar na Região Metropolitana do Rio de Janeiro". In: Passos, I. P. (Ed.), *Coleção Estudos Cariocas*, n. 20120702, 1984-7203, IPP/Prefeitura da Cidade do Rio de Janeiro, pp. 1–15, Rio de Janeiro - RJ.

MANO, M. F., PAIVA, A. M., TORRES JR., A. R., et al., 2009, "Energy Flux to a Cyclonic Eddy off Cabo Frio, Brazil", *Journal of Physical Oceanography*, v. 39, n. 11, pp. 2999–3010. doi: 10.1175/2009JPO4026.1.

MARCHESIELLO, P., MCWILLIAMS, J. C., SHCHEPETKIN, A., 2001, "Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models", *Ocean Modelling*, v. 3, n. 1-2, pp. 1–20.

MARCHESIELLO, P., MCWILLIAMS, J. C., SHCHEPETKIN, A., 2003, "Equilibrium structure and dynamics of the California Current System", *Journal of Physical Oceanography*, v. 33, pp. 753–783.

MARENGO, J. A., NOBRE, C. A., CHOU, S. C., et al., 2011, *Riscos das Mudanças Climáticas no Brasil*. Relatório técnico, INPE/MOHC. Análise conjunta Brasil-Reino Unido sobre os impactos das mudanças climáticas e do desmatamento na Amazônia.

MARIANO, L. S., CERRONE, B. N., FRAGOSO, M. R., et al., 2012, "Evidências de intrusão da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) na Baía de Guanabara (RJ, Brasil)". In: *Proceedings Congresso Brasileiro de Oceanografia*, pp. 2221–2228.

MARTIN, G. M., BELLOUIN, N., COLLINS, W. J., et al., 2011, “The HadGEM2 family of Met Office Unified Model climate configurations”, *Geosci. Model Dev*, v. 4, pp. 723–757. doi: 10.5194/gmd-4-723-2011.

MASON, E., MOLEMAKER, J., SHCHEPETKIN, A. F., et al., 2010, “Procedures for offline grid nesting in regional ocean models”, *Ocean Modelling*, v. 35, pp. 1–15.

MAZDA, Y., KOBASHI, D., OKADA, S., 2005, “Tidal-Scale Hydrodynamics within Mangrove Swamps”, *Wetlands Ecology and Management*, v. 13, n. 6, pp. 647–655. doi: 10.1007/s11273-005-0613-4.

MCKEE, K. L., CAHOON, D. R., FELLER, I. C., 2007, “Caribbean mangroves adjust to rising sea level through biotic controls on change in soil elevation”, *Global Ecology and Biogeography*, v. 16, n. 5, pp. 545–556. ISSN: 1466-8238. doi: 10.1111/j.1466-8238.2007.00317.x.

MESQUITA, A., FRANCO, A., HARARI, J., et al., 2014, “On sea level along the Brazilian coast”, *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 31, n. 5, pp. 33–42. ISSN: 1809-4511. doi: 10.22564/rbgf.vol31n5-2013.

MILL, G. N., DA COSTA, V. S., LIMA, N. D., et al., 2015, “Northward migration of Cape São Tomé rings, Brazil”, *Continental Shelf Research*, v. 106, pp. 27–37. ISSN: 0278-4343. doi: 10.1016/j.csr.2015.06.010.

MILLER, M. J., THORPE, A. J., 1981, “Radiation conditions for the lateral boundaries of limited-area numerical models”, *Quart. J. R. Met. Soc*, v. 107, pp. 615–628.

MONCKTON, C., 2010, “Projecting the past decade’s CO₂ trend to 2100 cuts IPCC forecasts”, *SPPI Monthly CO₂ Report*, v. 2, n. 7, pp. 42.

MUEHE, D., 2010, “Brazilian coastal vulnerability to climate change”, *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*, v. 5, n. 2, pp. 173–183.

MUEHE, D., NEVES, C. F., 1995, “The Implications of Sea-Level Rise on the Brazilian Coast: A Preliminary Assessment”, *Journal of Coastal Research*, pp. 54–78. ISSN: 07490208, 15515036.

MUEHE, D., ROSMAN, P. C. C., 2011, “A orla costeira da Região Metropolitana do Rio de Janeiro: impactos das mudanças climáticas sobre o meio físico”. In: Nobre, C., Hogan, D. J. (Eds.), *Projeto Megacidades, Vulnerabilidade e Mudanças Climáticas*, INPE/UNICAMP/UFRJ, pp. 77–105, São José dos Campos - SP.

MYROMS, 2015, “Documentation portal”, Technical documentation, 3. Disponível em: <www.myroms.org/wiki>.

NEVES, C. F., MUEHE, D., 2008, “Vulnerabilidade, impactos e adaptação às mudanças do clima: a zona costeira”. In: *Parcerias Estratégicas: Mudança do clima no Brasil: vulnerabilidade, impactos e adaptação*, pp. 217–296, Brasília, DF. n.27.

NICHOLLS, R. J., CAZENAVE, A., 2010, “Sea-level rise and its impact on coastal zones”, *Science*, v. 328, pp. 1517–1520.

NICHOLLS, R. J., WONG, P. P., BURKETT, V. R., et al., 2007, “Coastal systems and low-lying areas”. In: *Climate Change 2007: Impacts*, pp. 315–356, Cambridge University Press, Cambridge, UK.

NICHOLLS, R., BRANSON, J., 1998, “Enhancing coastal resilience - planning for an uncertain future”, *The Geographical Journal*, v. 164, n. 3, pp. 255–343.

NICHOLLS, R. J., 2004, “Coastal flooding and wetland loss in the 21st century: changes under the SRES climate and socio-economic scenarios”, *Global Environmental Change*, v. 14, n. 1, pp. 69–86. ISSN: 0959-3780. doi: 10.1016/j.gloenvcha.2003.10.007. Climate Change.

NICHOLLS, R. J., HOOZEMANS, F. M., MARCHAND, M., 1999, “Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses”, *Global Environmental Change*, v. 9, Supplement 1, pp. S69 – S87. ISSN: 0959-3780. doi: 10.1016/S0959-3780(99)00019-9.

NOAA, 1986. “ETOPO5 Global Earth Topography, 5-minute, from National Geophysical Data Center”. Disponível em: <<https://doi.org/10.5065/D62F7KG0>>.

PBMC, 2012, “Sumário executivo do Volume 1”. In: *Base Científica das Mudanças Climáticas*, ISBN 978-85-285-0208-4, PBMC, p. 34, Rio de Janeiro, Brasil.

PEREIRA, J., CIRANO, M., MARTA-ALMEIDA, M., et al., 2013, “A regional study of the Brazilian shelf/slope circulation (13°- 31°S) using climatological open boundaries”, *Brazilian Journal of Geophysics*, v. 31, n. 2, pp. 289–305.

PEREIRA, J., GABIOUX, M., ALMEIDA, M., et al., 2015, “The bifurcation of the western boundary current system of the South Atlantic Ocean”, *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 32, n. 2, pp. 241–257. ISSN: 1809-4511. doi: 10.22564/rbgf.vol32n2-2014.

PHILIPS, T., 2010, “CMIP5 - Modeling Info - Setting up CMIP5 experiment, Getting Started”, Disponível em: <<http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5>>.

PIANCA, C., MAZZINI, P. L. F., SIEGLE, E., 2010, “Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis”, *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 58, pp. 53–70. ISSN: 1679-8759. doi: 10.1590/S1679-87592010000100006.

PONTES, G. M., GUPTA, A. S., TASCHETTO, A. S., 2016, “Projected changes to South Atlantic boundary currents and confluence region in the CMIP5 models: the role of wind and deep ocean changes”, *Environmental Research Letters*, v. 11, n. 9, pp. 094013. Disponível em: <<http://stacks.iop.org/1748-9326/11/i=9/a=094013>>.

QIU, B., CHEN, S., WU, L., et al., 2015, “Wind- versus Eddy-Forced Regional Sea Level Trends and Variability in the North Pacific Ocean”, *Journal of Climate*, v. 28, n. 4, pp. 1561–1577. doi: 10.1175/JCLI-D-14-00479.1.

RAHMSTORF, S., BOX, J. E., FEULNER, G., et al., 2015, “Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation”, *Nature Climate Change*, v. 5, pp. 475–480. ISSN: 1758-678X. doi: 10.1038/nclimate2554.

RAMIREZ, J. A., LICHTER, M., COULTHARD, T. J., et al., 2016, “Hyper-resolution mapping of regional storm surge and tide flooding: comparison of static and dynamic models”, *Natural Hazards*, v. 82, n. 1, pp. 571–590. ISSN: 1573-0840. doi: 10.1007/s11069-016-2198-z.

RAMOS DA SILVA, R., HAAS, R., 2016, “Ocean Global Warming Impacts on the South America Climate”, *Frontiers in Earth Science*, v. 4, pp. 1–8. ISSN: 2296-6463. doi: 10.3389/feart.2016.00030.

RAYNER, D., HIRSCHI, J. J.-M., KANZOW, T., et al., 2011, “Monitoring the Atlantic meridional overturning circulation”, *Deep-Sea Research II*, v. 58, pp. 1744–1753.

ROBERTO, D. M., 2009, “Diagnóstico da hidrografia - Estação Ecológica da Guanabara e região”. In: *Plano de Manejo da Estação Ecológica da Guanabara*, Ecomek, p. 22.

RODRIGUES, R. R., ROTHSTEIN, L. M., WIMBUSH, M., 2007, “Seasonal variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: a numerical study”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 37, pp. 16–30.

SANCHO, L. M. B., DE FREITAS ASSAD, L. P., LANDAU, L., 2015, "Volume and heat transports analysis in the South Atlantic Basin related to climate change scenarios", *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 33, n. 2, pp. 333–348.

SANDERS, C. J., SMOAK, J. M., NAIDU, A. S., et al., 2008, "Recent Sediment Accumulation in a Mangrove Forest and Its Relevance to Local Sea-Level Rise (Ilha Grande, Brazil)", *Journal of Coastal Research*, v. 24, n. 2, pp. 533–536. doi: 10.2112/07-0872.1.

SANDERS, C. J., SMOAK, J. M., NAIDU, A. S., et al., 2010, "Mangrove forest sedimentation and its reference to sea level rise, Cananeia, Brazil", *Environmental Earth Sciences*, v. 60, n. 6, pp. 1291–1301. ISSN: 1866-6299. doi: 10.1007/s12665-009-0269-0.

SANDERS, C. J., EYRE, B. D., SANTOS, I. R., et al., 2014, "Elevated rates of organic carbon, nitrogen, and phosphorus accumulation in a highly impacted mangrove wetland", *Geophysical Research Letters*, v. 41, n. 7, pp. 2475–2480. ISSN: 1944-8007. doi: 10.1002/2014GL059789. 2014GL059789.

SANTOS, M. C. F. V., ZIEMAN, J. C., COHEN, R. R. H., 1997, "Interpreting the upper mid-lateral zonation patterns of mangroves in Maranhão (Brazil) in response to microtopography and hidrology". In: Kjerfve, B., Lacerda, L., Diop, E. (Eds.), *Mangrove ecosystem studies in Latin America and Africa.*, UNESCO, pp. 127–144, Paris, France.

SCHAEFFER-NOVELLI, Y., 2000, "Grupo de ecossistemas: manguezal, marisma e apicum", São Paulo. 119p.

SCHAEFFER-NOVELLI, Y., CINTRÓN-MOLERO, G., ADAIME, R. R., et al., 1990, "Variability of mangrove ecosystems along the Brazilian coast", *Estuaries*, v. 13, n. 2, pp. 204–218.

SCHAEFFER-NOVELLI, Y., CINTRÓN-MOLERO, G., SOARES, M. L. G., et al., 2000, "Brazilian mangroves", *Aquatic Ecosystem Health and Management*, v. 3, pp. 561–570.

SCHAEFFER-NOVELLI, Y., SORIANO-SIERRA, E. J., VALE, C. C., et al., 2016, "Climate changes in mangrove forests and salt marshes", *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 64, pp. 37 – 52. ISSN: 1679-8759. doi: 10.1590/S1679-875920160919064sp2.

SCHMIDT, A. C. K., BELO, W. C., SILVEIRA, I. C. A., et al., 2007, "Modelo paramétrico analítico para a estrutura de velocidade do sistema Corrente do Brasil", *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 25, n. 1, pp. 75–91.

SEBALD, C., 2010, *Towards an Integrated Flood Vulnerability Index - A Flood Risk Assessment*. Tese de Mestrado, University of Southampton; Lund University; University of Warsaw; International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation.

SEENATH, A., WILSON, M., MILLER, K., 2016, “Hydrodynamic versus GIS modelling for coastal flood vulnerability assessment: Which is better for guiding coastal management?” *Ocean & Coastal Management*, v. 120, pp. 99 – 109. ISSN: 0964-5691. doi: 10.1016/j.ocemoaman.2015.11.019.

SEMADS, 2001, *Bacias hidrográficas e rios fluminenses*. ISBN 85-87206-10-9. Rio de Janeiro, Projeto PLANÁGUA, SEMADS/GTZ.

SHALTOUT, M., TONBOL, K., OMSTEDT, A., 2015, “Sea-level change and projected future flooding along the Egyptian Mediterranean coast”, *Oceanologia*, v. 57, n. 4, pp. 293–307. ISSN: 0078-3234. doi: 10.1016/j.oceano.2015.06.004.

SHAW, J., TAYLOR, R. B., SOLOMON, S., et al., 1998, “Potential impacts of global sea-level rise on Canadian coasts”, *Canadian Geographer / Le Géographe canadien*, v. 42, n. 4, pp. 365–379. ISSN: 1541-0064. doi: 10.1111/j.1541-0064.1998.tb01352.x.

SHCHEPETKIN, A. F., MCWILLIAMS, J. C., 2005, “The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model”, *Ocean Modelling*, v. 9, pp. 347–404.

SHERBININ, A. D., SCHILLER, A., PULSIPHER, A., 2007, “The vulnerability of global cities to climate hazards”, *Environment & Urbanization*, v. 19, n. 1, pp. 39–64.

SIEGLE, E., ASP, N. E., 2007, “Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast”, *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 55, pp. 109 – 120. ISSN: 1679-8759. doi: 10.1590/S1679-87592007000200004.

SIGNORINI, S. R., 1978, “On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay”, *Deep Sea Res.*, v. 25, pp. 481–490.

SILVEIRA, I. C. A., SCHMIDT, A. C. K., CAMPOS, E. J. D., et al., 2000, “A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira”, *Revista Brasileira de Oceanografia*, v. 48, n. 2, pp. 171–183.

SILVEIRA, I., CALADO, L., CASTRO, B., et al., 2004, "On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current system at 22 °- 23°S", *Geophysical Research Letters*, v. 31, n. L14308, pp. 1–5. doi: 10.1029/2004GL020036.

SMITH, W. H. F., SANDWELL, D. T., 1997, "Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings", *Science*, v. 277, pp. 1957–1962.

SOARES, M. L. G., DE ALMEIDA, P. M. M., CAVALCANTI, V. F., et al., 2010, "Vulnerabilidade dos sistemas naturais: Vulnerabilidade dos manguezais da Região Metropolitana do Rio de Janeiro face às mudanças climáticas". In: Nobre, C., Hogan, D. J. (Eds.), *Projeto Megacidades, Vulnerabilidade e Mudanças Climáticas*, INPE/UNICAMP/UFRJ, pp. 259–289, São José dos Campos - SP.

SOUTELINO, R. G., 2008, *A origem da Corrente do Brasil*. Tese de Mestrado, USP.

SOUTELINO, R. G., DA SILVEIRA, I. C. A., GANGOPADHYAY, A., et al., 2011, "Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20°S?" *Geophysical Research Letters*, v. 38, n. 3, pp. 1–5. ISSN: 1944-8007. doi: 10.1029/2010GL046276. L03607.

SOUTELINO, R., GANGOPADHYAY, A., DA SILVEIRA, I., 2013, "The roles of vertical shear and topography on the eddy formation near the site of origin of the Brazil Current", *Continental Shelf Research*, v. 70, pp. 46–60. ISSN: 0278-4343. doi: 10.1016/j.csr.2013.10.001. Oceanography, ecology and management of Abrolhos Bank.

SOUZA, V. F., 2013, *Modelagem numérica da hidrodinâmica e do transporte de sedimentos no porto do Rio de Janeiro*. Tese de Mestrado, Instituto Militar de Engenharia.

SPENCER, T., SCHUERCH, M., NICHOLLS, R. J., et al., 2016, "Global coastal wetland change under sea-level rise and related stresses: The DIVA Wetland Change Model", *Global and Planetary Change*, v. 139, pp. 15–30. ISSN: 0921-8181. doi: 10.1016/j.gloplacha.2015.12.018.

STAMMER, D., CAZENAVE, A., PONTE, R. M., et al., 2013, "Causes for Contemporary Regional Sea Level Changes", *Annual Review of Marine Science*, v. 5, n. 1, pp. 21–46. doi: 10.1146/annurev-marine-121211-172406.

STECH, J. L., LORENZZETTI, J. A., 1992, “The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 97, n. C6, pp. 9507–9520. ISSN: 2156-2202. doi: 10.1029/92JC00486.

STENCHIKOV, G., DELWORTH, T., RAMASWAMY, V., et al., 2009, “Volcanic signals in oceans”, *J. Geophys. Res.*, v. 114, n. D16104. doi: 10.1029/2008JD011673.

STRAMMA, L., ENGLAND, M., 1999, “On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 104, n. C9, pp. 20863–20883. ISSN: 2156-2202. doi: 10.1029/1999JC900139.

TARDY, Y., 1997, “Geoquímica Global: oscilações climáticas e evolução do meio ambiente desde quatro bilhões de anos”, *Estudos Avançados*, v. 11, n. 30, pp. 149–173.

TAYLOR, K. E., STOUFFER, R. J., MEEHL, G. A., 2011, “A summary of the CMIP5 Experiment design”, Disponível em: <<http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs>>.

TAYLOR, K. E., BALAJI, V., HANKIN, S., et al., 2012, “CMIP5 Data Reference Syntax (DRS) and controlled vocabularies”, Disponível em: <<http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs>>.

THIELER, E., HAMMAR-KLOSE, E., 1999, *National Assessment of Coastal Vulnerability to Future Sea Level Rise: Preliminary Results for the U.S. Atlantic Coast*. Relatório Técnico Open-File Report 99-593, U.S. Geological Survey. Disponível em: <<http://pubs.usgs.gov/of/of99-593/>>.

THIELER, E., HAMMAR-KLOSE, E., 2000a, *National Assessment of Coastal Vulnerability to Future Sea Level Rise: Preliminary Results for the U.S. Pacific Coast*. Relatório Técnico Open-File Report 00-178, U.S. Geological Survey, a. Disponível em: <<http://pubs.usgs.gov/of/of00-178/>>.

THIELER, E., HAMMAR-KLOSE, E., 2000b, *National Assessment of Coastal Vulnerability to Future Sea Level Rise: Preliminary Results for the U.S. Gulf of Mexico Coast*. Relatório Técnico Open-File Report 00-179, U.S. Geological Survey, b. Disponível em: <<http://pubs.usgs.gov/of/of00-179/>>.

THOMSON, A. M., CALVIN, K. V., SMITH, S. J., et al., 2011, “RCP4.5: a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100”, *Climatic Change*, v. 109, n. 1, pp. 77. ISSN: 1573-1480. doi: 10.1007/s10584-011-0151-4.

THORPE, L., ANDREWS, T., 2014, “The physical drivers of historical and 21st century global precipitation changes”, *Environ. Res. Let.*, v. 9, n. 064024. doi: 10.1088/1748-9326/9/6/064024.

TIMMERMANN, A., MCGREGOR, S., JIN, F.-F., 2010, “Wind Effects on Past and Future Regional Sea Level Trends in the Southern Indo-Pacific”, *Journal of Climate*, v. 23, n. 16, pp. 4429–4437. doi: 10.1175/2010JCLI3519.1.

TOPOCART, 2014, *Levantamento aerofotogramétrico e perfilamento a laser: Niterói - RJ*. Relatório técnico, Secretaria Municipal de Urbanismo e Mobilidade de Niterói. Topografia Engenharia e Aerolevantamentos S/S LTDA.

TUCCI, C. E. M., 1995, “Inundações Urbanas”. In: Tucci, C., Porto, R., Barros, M. (Eds.), *Drenagem Urbana*, Associação Brasileira de Recursos Hídricos, pp. 15–36, Porto Alegre, Brasil. ISBN 8570253648.

TUCCI, C. E. M., BERTONI, J. C., 2003, *Inundações urbanas na América do Sul*. ISBN 8588686074. 1 ed. Porto Alegre, Brasil, Associação Brasileira de Recursos Hídricos.

VAN OLDENBORGH, G., COLLINS, M., ARBLASTER, J., et al., 2013, “Annex I Atlas of Global and Regional Climate Projections”. In: Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., et al. (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, pp. 1311–1394, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

VAN VUUREN, D. P., EDMONDS, J., KAINUMA, M., et al., 2011, “The Representative Concentration Pathways: An Overview”, *Climatic Change*, v. 109, n. 1-2, pp. 5–31.

VASCONCELOS, A. O., 2009, *Análise Multitemporal da Área de Proteção Ambiental de Guapi-Mirim Utilizando Técnicas de Segmentação e Classificação Orientada a Objeto de Imagens IKONOS II dos Anos 2006 e 2008*. Tese de Mestrado, UFRJ/COPPE.

VASCONCELOS, A. O., CELINO, J. J., 2014, “Geologia, geomorfologia e evolução dos ambientes costeiros nos municípios de Una, Canavieiras e Belmonte”. In: Celino, J. J., Hadlich, G. M., Queiroz, A. F. S., et al. (Eds.), *Avaliação de ambientes costeiros da região sul da Bahia: geoquímica, petróleo e sociedade*, EDUFBA, p. 248, Salvador, BA.

VASCONCELOS, A. O., TOSTE, R., RANGEL, R. H., et al., 2015, "Study of Sensitivity of the Environment to Accidental Oil Pollution in the South Coast of Bahia State - Brazil". In: *SPE Latin American and Caribbean Health, Safety, Environment and Sustainability Conference*, Bogotá, Colômbia. Society of Petroleum Engineers. doi: 10.2118/174141-MS.

VOUSDOUKAS, M. I., VOUKOUVALAS, E., MENTASCHI, L., et al., 2016a, "Developments in large-scale coastal flood hazard mapping", *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v. 16, n. 8, pp. 1841–1853. doi: 10.5194/nhess-16-1841-2016.

VOUSDOUKAS, M. I., VOUKOUVALAS, E., ANNUNZIATO, A., et al., 2016b, "Projections of extreme storm surge levels along Europe", *Climate Dynamics*, v. 47, n. 9, pp. 3171–3190. ISSN: 1432-0894. doi: 10.1007/s00382-016-3019-5.

WALTON, C. C., PICHEL, W. G., SAPPER, J. F., et al., 1998, "The development and operational application of nonlinear algorithms for the measurement of sea surface temperatures with the NOAA polar-orbiting environmental satellites", *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. C12, pp. 27999–28012.

WARNER, J. C., SHERWOOD, C. R., ARANGO, H. G., et al., 2005, "Performance of four turbulence closure models implemented using a generic length scale method", *Ocean Modelling*, v. 8, pp. 81–113.

WARNER, J. C., DEFNE, Z., HAAS, K., et al., 2013, "A wetting and drying scheme for ROMS", *Computers & Geosciences*, v. 58, pp. 54–61.

WEBBER, B. G. M., STEVENS, D. P., MATTHEWS, A. J., et al., 2012, "Dynamical Ocean Forcing of the Madden–Julian Oscillation at Lead Times of up to Five Months", *Journal of Climate*, v. 25, n. 8, pp. 2824–2842. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00268.1.

WOODROFFE, C. D., GRINDROD, J., 1991, "Mangrove Biogeography: The Role of Quaternary Environmental and Sea-Level Change", *Journal of Biogeography*, v. 18, n. 5, pp. 479–492. ISSN: 03050270, 13652699.

YIN, J., GRIFFIES, S. M., STOUFFER, R. J., 2010, "Spatial Variability of Sea Level Rise in Twenty-First Century Projections", *Journal of Physical Oceanography*, v. 23, pp. 4585–312. doi: 10.1175/2010JCLI3533.1.

ZANETTI, V. B., DE SOUSA JUNIOR, W. C., DE FREITAS, D. M., 2016, “A Climate Change Vulnerability Index and Case Study in a Brazilian Coastal City”, *Sustainability*, v. 8, n. 8, pp. 811. ISSN: 2071-1050. doi: 10.3390/su8080811.

ZHOU, H., WANG, J., WAN, J., et al., 2010, “Resilience to natural hazards: a geographic perspective”, *Natural Hazards*, v. 53, n. 1, pp. 21–41. ISSN: 1573-0840. doi: 10.1007/s11069-009-9407-y.

Anexo 1

Regional Ocean Modelling System - ROMS

As equações governantes no sistema de coordenadas cartesianas podem ser escritas conforme apresentado a seguir. As equações [1] e [2] expressam o balanço da quantidade de movimento em x e y, [3] representa o balanço em z, assumindo a aproximação hidrostática e de Boussinesq, e [4] expressa a equação de advecção e difusão, que rege o transporte de todos os escalares, incluindo temperatura e salinidade (HEDSTRÖM, 2012).

Essas equações são parametrizadas através da inclusão de coeficientes nos termos relacionados ao escoamento turbulento, conforme mostrado em [5].

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla u - fv = -\frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{u'w'} - v \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_u + D_u \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v - fu = -\frac{\partial \phi}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{v'w'} - v \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_v + D_v \quad (2)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = -\frac{\rho g}{\rho_o} \quad (3)$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla C = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{C'w'} - v_\theta \frac{\partial C}{\partial z} \right) + F_C + D_C \quad (4)$$

$$\overline{u'w'} = -K_M \frac{\partial u}{\partial z} \quad \overline{v'w'} = -K_M \frac{\partial v}{\partial z} \quad \overline{C'w'} = -K_C \frac{\partial C}{\partial z} \quad (5)$$

Onde: u, v, w representam os componentes do vetor velocidade, \vec{v} , em x, y e z; f , o parâmetro de Coriolis; ϕ , a pressão dinâmica P/ρ_o ; v, v_θ , viscosidade e difusividade molecular; F , os forçantes; D , os termos difusivos horizontais; g , aceleração da gravidade; $\rho_o + \rho$, densidade total local; C , os escalares; e K_M, K_C , viscosidade e difusividade turbulenta vertical.

Tabela 17: Condições de contorno verticais do ROMS (η = elevação da superfície; h = profundidade abaixo do NM) (HEDSTRÖM, 2012).

Superfície ($z = \eta(x, y, t)$)	Fundo ($z = -h(x, y)$)
$K_m \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_s^x(x, y, t)$	$K_m \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_b^x(x, y, t)$
$K_m \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_s^y(x, y, t)$	$K_m \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_b^y(x, y, t)$
$K_C \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{Q_C}{\rho_o CP}$	$K_C \frac{\partial C}{\partial z} = 0$
$w = \frac{\partial \eta}{\partial t}$	$-w + \vec{v} \cdot \nabla h = 0$

Condições de contorno

Como condições de contorno vertical para o modelo oceânico são utilizados o fluxo de um escalar na superfície (Q_C), o estresse do vento na superfície e o atrito no fundo. Os escalares podem ser o escoamento superficial, a precipitação, umidade, temperatura, pressão atmosférica, radiação de onda longa e onda curta e evaporação.

Considerando a temperatura, como o fluxo em superfície deriva basicamente da temperatura na superfície, geralmente o modelo é configurado para calcular esse fluxo Q_T a partir da temperatura superficial e dos campos atmosféricos em uma parametrização atmosférica dos fluxos superficiais pelo método *bulk* (*bulk fluxes parametrization*). Essa rotina de *bulk fluxes* também calcula o atrito a partir dos dados de vento (HEDSTRÖM, 2012).

As condições de contorno laterais (CCL) são dadas para as componentes de velocidade, temperatura, salinidade e elevação da superfície livre. O ROMS permite que sejam configurados canais periódicos e domínios fechados, além de contornos abertos.

Na literatura, algumas CCL para esse tipo contorno foram propostas baseadas na linearização das equações primitivas, ou seja, uma física reduzida descrevendo uma solução local, e outras CCL representam esquemas de relaxação que restauram as variáveis prognósticas a um estado de referência. Contudo, as CCL mais comuns derivam da equação de radiação, que se baseia em uma extração simples e estável da solução no interior do domínio de modelagem que se propaga através do contorno como uma onda (MARCHESIELLO *et al.*, 2001). Atualmente é possível utilizar doze tipos de contorno no ROMS.

Especificamente para a superfície livre estão disponíveis os contornos do tipo Chapman. O Chapman implícito (Cha) assume que todos os sinais se propagam na velocidade da onda em águas rasas. Essa condição calcula a variação da superfície livre em função da velocidade de fase implicitamente a cada passo de tempo. O Chapman explícito (Che) é menos dissipativo e refletivo que ‘Cha’, entretanto, a velocidade de fase é configurada para ser menor que 1, de forma que não há necessidade de um tratamento implícito.

Para as velocidades barotrópicas, há três contornos específicos: Flather, Shchepetkin e de física reduzida (Red). No tipo Flather (Fla), os sinais são propagados na velocidade das ondas de gravidade externas. O tipo Shchepetkin (Shc) é a reformulação do contorno tipo Flather com condições numéricas mais estáveis. No tipo ‘Red’, as velocidades barotrópicas são estimadas a partir da elevação da superfície livre.

Além desses, há os contornos do tipo gradiente (Gra), que aplica no contorno o valor do ponto de grade mais próximo que não faça parte do contorno, Clamped (Cla), que é uma condição rígida onde o valor no contorno é configurado para equivaler um valor exterior conhecido, e do tipo radiacional. O contorno radiacional (Rad) é apropriado para situações realísticas onde pode ocorrer o fluxo nos dois sentidos do contorno. Nesse esquema, os sinais são propagados a partir do cálculo das velocidades de fase normais e oblíquas ao contorno (MARCHESIELLO *et al.*, 2001; MILLER e THORPE, 1981).

O contorno radiacional pode ser usado juntamente com o nudging, permitindo o fluxo radiacional em direção ao exterior e o nudging para o interior (Rad-Nud). Essa combinação, introduzida por MARCHESIELLO *et al.* (2001), é robusta e mantém a estabilidade do modelo nos contornos. Para simulações com grades aninhadas, a melhor opção seria o uso do Nested (Nes) nas áreas de contato entre as grades. Neste caso, os valores nos contornos são computados diretamente na região de contato, de forma que as variáveis 3D e 2D da grade ‘doadora’ sejam utilizadas nos contornos da grade ‘recebedora’ através de uma camada de nudging (MASON *et al.*, 2010).