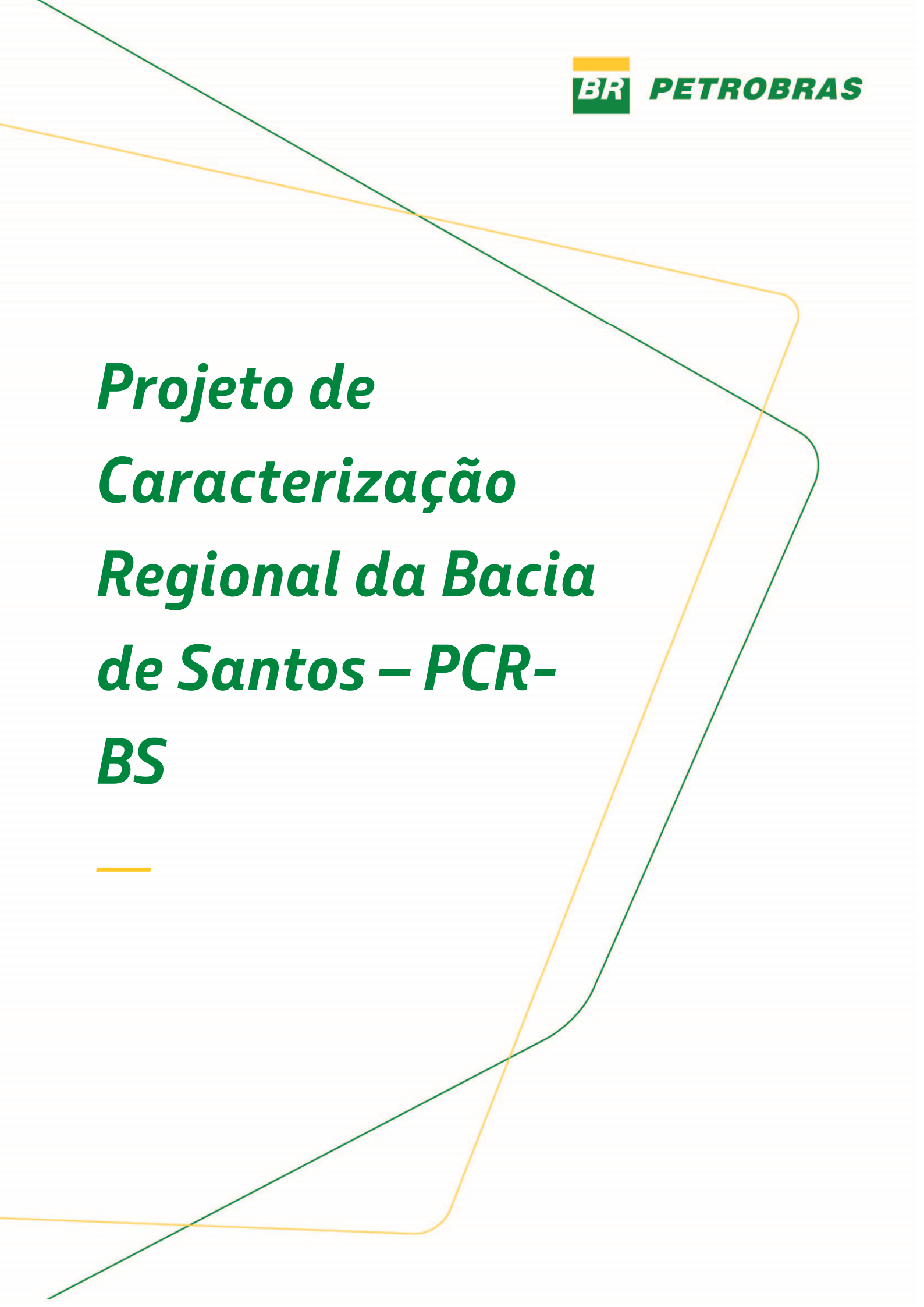


***Projeto de
Caracterização
Regional da Bacia
de Santos – PCR-
BS***

The page features several decorative lines: a green line starting from the top left and extending towards the bottom right, and an orange line starting from the top left, curving around the right side, and extending towards the bottom left. A small orange horizontal line is located below the main title.

Meteorologia e Oceanografia Física da Bacia de Santos

Volume 3

Revisão 02

Dezembro/2022

CONTROLE DE REVISÕES

REV.	DESCRIÇÃO	DATA
00	Documento Original	08/06/2022
01	Revisão 01	20/07/2022
02	Revisão 02	15/12/2022

	Original	Rev. 01	Rev. 02	Rev. 03	Rev. 04
Data	08/06/2022	20/07/2022	15/12/2022		
Elaboração	Claudine Dereczynski Fernanda Vasconcellos Júlia Kaiser Marcos Gallo Gustavo Melo Ilson da Silveira Marcelo Dottori	Claudine Dereczynski Fernanda Vasconcellos	Julia Kaiser Marcos Gallo Gustavo Melo		
Verificação	Claudine Dereczynski	Claudine Dereczynski	Claudine Dereczynski		
Aprovação	Renato Parkinson	Renato Parkinson	Renato Parkinson		

ÍNDICE GERAL

APRESENTAÇÃO	7
I. METEOROLOGIA	10
I.1 Introdução.....	10
I.2 Avaliação dos Dados Meteorológicos.....	13
I.2.1 Avaliação Pontual das Reanálises	13
I.2.2 Avaliação Pontual do Vento Simulado pelo ASCAT.....	16
I.2.3 Avaliação Espacial do Vento das Reanálises CFSR e ERA5	17
I.3 Climatologia da Bacia de Santos	23
I.3.1 Pressão Atmosférica ao Nível Médio do Mar.....	23
I.3.2 Temperatura do Ar a 2 Metros de Altura.....	28
I.3.3 Umidade Relativa do Ar a 2 Metros de Altura	32
I.3.4 Vento a 10 Metros de Altura.....	35
I.3.5 Precipitação.....	43
I.4 Sistemas Meteorológicos que Atuam na Bacia de Santos	47
I.4.1 Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul	47
I.4.2 Sistemas Frontais	51
I.4.3 Ciclones	58
I.4.4 Vórtices Ciclônicos Desprendidos (Cut-off Lows).....	70
I.4.5 Zona de Convergência do Atlântico Sul.....	71
I.4.6 Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs).....	76
I.5 Conclusões	78
I.6 Referências.....	81
II. CLIMA DE ONDAS	89
II.1 Introdução.....	89
II.2 Modelagem numérica de ondas	90
II.2.1 WAVEWATCH III – Modelagem de ondas em águas profundas.....	90
II.2.2 Calibração e validação da modelagem de ondas em águas profundas	92
II.2.3 SWAN – Modelagem de ondas em águas intermediárias e rasas.....	101
II.2.4 Calibração e validação da modelagem de ondas em águas intermediárias e rasas	102
II.3 Regionalização da Bacia de Santos – Águas profundas	104

II.4	Características gerais do clima de ondas da Bacia de Santos em águas profundas.....	107
II.5	PLEDS: a técnica de plotagem utilizada para analisar as categorias de estado do mar	113
II.6	Categorias de estado do mar na Bacia de Santos	115
II.6.1	BOM TEMPO.....	120
II.6.2	BOM TEMPO COM SWELL	126
II.6.3	MAU TEMPO.....	134
II.7	Caracterização da transformação das ondas para águas intermediárias e rasas em eventos típicos de cada categoria de estado do mar	142
II.8	Aprimoramento da representação dos eventos severos de estado do mar	154
II.9	Conclusões	174
II.10	Referências.....	177
III.	DERIVA LITORÂNEA	181
III.1	Introdução.....	181
III.2	Metodologia.....	183
III.2.1	Breve caracterização morfológica do litoral e dados disponíveis.....	183
III.2.2	Métodos para a caracterização das correntes de deriva ou litorâneas.....	193
III.3	Resultados.....	201
III.3.1	Estatísticas das correntes de deriva nas praias de Jaconé e Caraguatatuba – modelo paramétrico.....	202
III.3.2	Validação conceitual dos resultados das correntes de deriva – Cenários numéricos permanentes	204
III.3.3	Caracterização das correntes de deriva nas praias de Jaconé e Caraguatatuba – Cenários numéricos não permanentes	208
III.4	Conclusões	220
III.5	Referências.....	223
IV.	CARACTERIZAÇÃO DA OCEANOGRAFIA FÍSICA DO TALUDE CONTINENTAL E REGIÃO OCEÂNICA DA BACIA DE SANTOS....	228
IV.1.	Massas de Água.....	228
IV.2.	Correntes de Contorno Oeste	237
IV.2.1.	A Corrente do Brasil	238
IV.2.2.	A Corrente de Contorno Intermediária.....	245
IV.2.3.	Atividade de Mesoescala	251

IV.3.	Corredor de Vórtices sobre o Platô de São Paulo	258
IV.3.1.	Os anticiclones das Agulhas	260
IV.3.2.	O Aprisionamento dos Anéis das Agulhas	269
IV.3.3.	Diagnóstico dos Anéis das Agulhas por Observações In Situ	276
IV.3.4.	Processos de Transporte e Mistura dos Anéis das Agulhas na Bacia de Santos	282
IV.3.5.	Dissipação de Vórtices e Mistura Oceânica na Bacia de Santos	288
IV.4.	Estudos de casos: Os Cruzeiros do Projeto Santos - Caracterização Regional da Bacia de Santos.....	292
IV.4.1.	SANSED 2019.....	293
IV.4.2.	SANAGU 2019.....	295
IV.4.3.	SANSED 2021.....	298
IV.4.4.	SANAGU 2021-2022	301
IV.5.	Síntese e Comentários finais.....	303
IV.6.	Referências.....	307
V.	CARACTERIZAÇÃO DA OCEANOGRAFIA FÍSICA DA PLATAFORMA CONTINENTAL DA BACIA DE SANTOS	317
V.1.	Introdução.....	317
V.2.	Características gerais	319
V.3.	Termodinâmica	319
V.4.	Hidrodinâmica	329
V.4.1	Correntes geradas pelo vento	331
V.4.2	Correntes geradas pelo fluxo de fluatibilidade.....	338
V.5.	Ressurgência em Cabo Frio	340
V.6.	Marés	341
V.7.	Ondas internas	343
V.8.	Regiões internas.....	345
V.8.1	Sistema Estuarino de Santos – São Vicente – Bertioga (SESSVB).....	347
V.8.2	Canal de São Sebastião	348
V.8.3	Complexo Estuarino-Lagunar Cananéia-Iguape (CELCI).....	350
V.9.	Referências.....	353
	EQUIPE TÉCNICA	363

APRESENTAÇÃO

O presente relatório apresenta os resultados relativos à descrição da meteorologia e do clima de ondas na Bacia de Santos, assim como a oceanografia física da plataforma e talude continental e região oceânica, como parte integrante do Projeto de Caracterização Regional da Bacia de Santos – PCR-BS, conduzido pela PETROBRAS.

O primeiro capítulo trata das condições atmosféricas da Bacia de Santos, fornecendo um panorama geral da climatologia da pressão atmosférica ao nível médio do mar, da temperatura do ar e da umidade relativa do ar a 2 metros de altura, do vento a 10 metros de altura e da precipitação. Ademais, no Capítulo 1 é feito um levantamento dos principais sistemas meteorológicos que atuam na Bacia de Santos. O segundo capítulo trata das principais características do clima de ondas da região geográfica da Bacia de Santos utilizando modelagem numérica, contemplando tanto a descrição dos modelos numéricos empregados como também uma descrição detalhada dos estados de mar predominantes na região da Bacia de Santos. Além disso, o segundo capítulo apresenta uma metodologia que visa o aprimoramento da representação dos eventos severos de estado do mar em águas profundas. Já o terceiro capítulo trata da caracterização das correntes litorâneas via modelagem em dois sistemas costeiros da região, como as praias de Caraguatatuba (SP) e Jaconé (RJ).

O quarto capítulo pretende descrever e analisar as principais características hidrodinâmicas do talude continental e das águas profundas na Bacia de Santos (BS). Buscamos compreender a interação do sistema de Correntes de Contorno Oeste (CCO) presente na região com feições vorticiais vindas do interior da Bacia do Atlântico Sul, que estabelecem um corredor de vórtices que ocupa quase que a totalidade da coluna d'água sobre o Platô de São Paulo (PSP). Utilizamos observações in situ dos cruzeiros realizados junto ao Projeto Santos - Caracterização Regional da Bacia de Santos (PCR-BS), e de fundeios oceanográficos pretéritos, além de cruzeiros históricos realizados sobre o talude, platô e planície abissal adjacente à BS. Como complemento a

esses dados, utilizamos produtos derivados de multimissões satelitárias processados pela DUACS (*Data Unification and Altimeter Combination System*, em inglês) e fornecidos pela CMEMS (*Copernicus Marine Environment Monitoring Service*, em inglês) (Pujol e Mertz, 2019). Nesse contexto, apresentaremos as massas de água presentes na BS (Seção IV.2); o sistema de correntes de contorno oeste (Seção IV.3); as interações das feições vorticais de mesoescala locais e de origem remota (Seção IV.4); e por fim, uma breve descrição dos cenários dinâmicos capturados durante os quatro cruzeiros oceanográficos realizados no escopo do PCR-BS (Seção IV.5).

No quinto e último capítulo são abordados aspectos da oceanografia física da plataforma continental da Bacia de Santos, caracterizando a hidrodinâmica e as massas d'água presentes na região, além dos principais fenômenos físicos que ocasionam alterações biogeoquímicas na coluna d'água, como a ressurgência de Cabo Frio, marés e ondas internas. O capítulo aborda ainda os processos físicos presentes em regiões internas do sistema estuarino de Santos, São Vicente e Bertioga, o canal de São Sebastião e o complexo estuarino-lagunar Cananeia-Iguape.

Meteorologia da Bacia de Santos

Capítulo I

Revisão 01

Dezembro/2022

I. METEOROLOGIA

I.1 Introdução

A área de interesse deste trabalho, a Bacia de Santos (BS), localiza-se no Oceano Atlântico sudoeste (28°S-23°S/41°W-49°W) e inclui as regiões adjacentes aos estados de Santa Catarina e Paraná, localizados na Região Sul do Brasil e adjacentes aos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, localizados na Região Sudeste do Brasil (Figura I-1). Na Figura I-1 encontra-se, além das posições das Boias de Santos e de Florianópolis do Programa Nacional de Boias (PNBOIA), a subdivisão da BS em três setores: Área Rasa (azul), Área Profunda (verde) e Área Cabo Frio (vermelho), previamente definidos pela Petrobras. As características climáticas de uma região oceânica, incluindo suas variações sazonais e interanuais, são determinadas principalmente por sua posição geográfica, pelos sistemas meteorológicos atuantes na área e também pela influência da temperatura da superfície do mar (TSM), que por sua vez afeta a temperatura do ar à superfície.

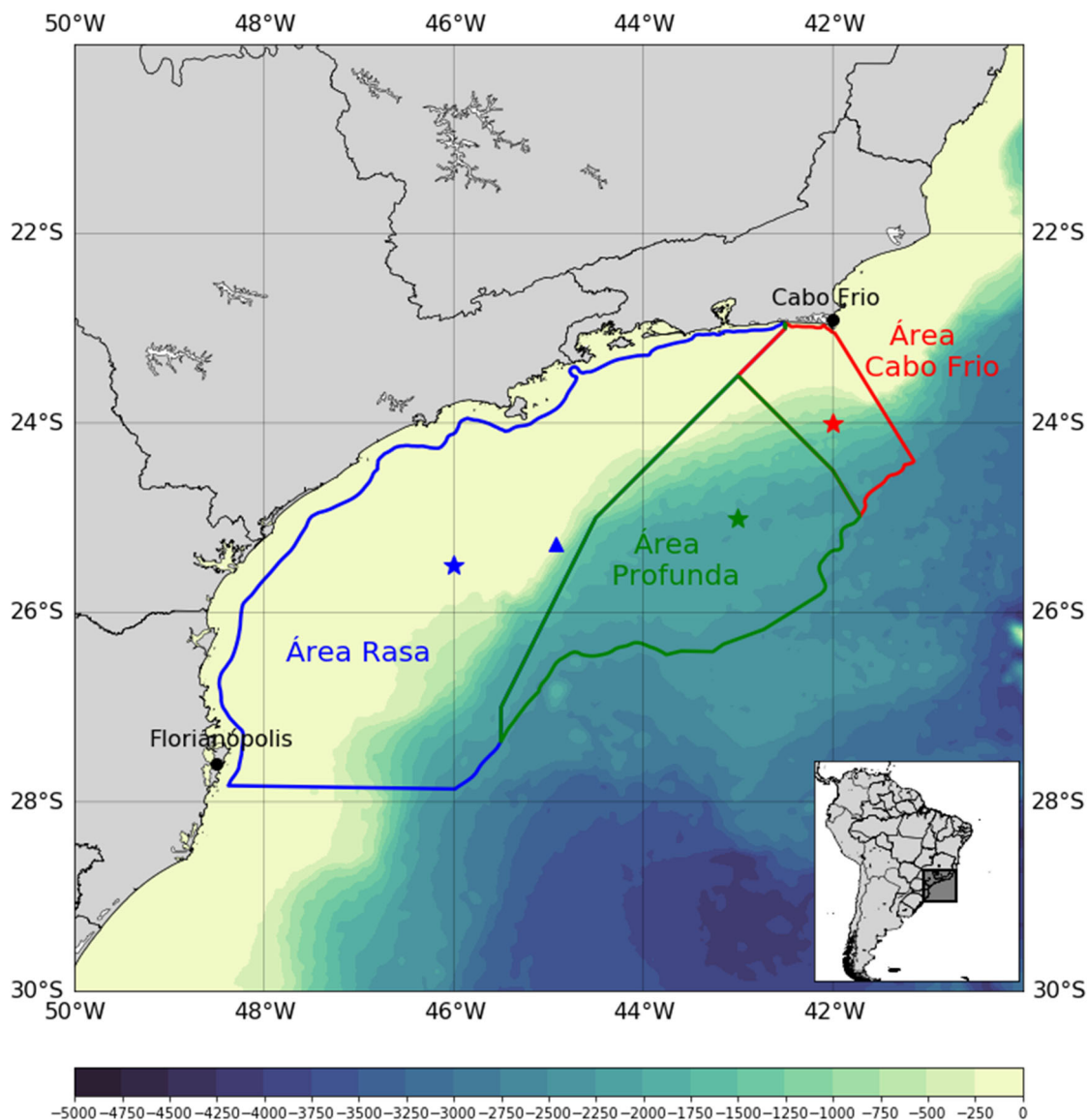


Figura I-1 - Mapa da Bacia de Santos, localizada no Oceano Atlântico, aproximadamente entre os paralelos 28°S e 23°S e meridianos 41°W e 49°W e suas três subdivisões: Área Rasa (azul), Área Profunda (verde) e Área Cabo Frio (vermelha). As estrelas azul, verde e vermelha indicam os pontos de grade onde foram extraídas as séries temporais dos dados do CFSR e ERA5, respectivamente, da Área Rasa (25,5°S/46°W), Área Profunda (25°S/43°W) e Área Cabo Frio (24°S/42°W). O triângulo azul indica a posição da boia de Santos (25,28°S/44,93°W) do PNBOIA.

De acordo com a classificação de Köppen (Alvares et al. 2013), predomina na região litorânea adjacente à BS, um clima oceânico subtropical

úmido sem estação seca (Cf). Esse clima se deve à atuação de diversos mecanismos físicos que interagem e são responsáveis pela distribuição da chuva, pelas variações da temperatura, da nebulosidade e do vento na região.

Os principais sistemas meteorológicos, em escala sinótica que atuam ou se deslocam sobre o sudoeste do Oceano Atlântico Sul são: i) Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS); ii) Sistemas Frontais (SFs); iii) Ciclones Extratropicais (CEs); iv) Ciclones Subtropicais (CSs); v) vórtices desprendidos ou Cut off lows – (COLs em inglês) e vi) Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Na mesoescala destacam-se os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs), que incluem as linhas de instabilidade (LIs) e os complexos convectivos de Mesoescala (CCMs).

A Organização Meteorológica Mundial (OMM) considera uma “Normal Climatológica Padrão” como a média de uma variável para períodos consecutivos de 30 anos, ou seja, 1931-1960, 1961-1990, 1991-2020 e assim por diante. Uma “Média Climatológica” é computada para qualquer período de pelo menos 10 anos, começando sempre no dia 1º de janeiro de um ano terminando com dígito 1, por exemplo 01/01/1991 e terminando em 31 de dezembro de um ano zero, por exemplo, 31/12/2020. Como nem sempre é possível construir uma normal climatológica padrão ou uma média climatológica, utiliza-se simplesmente a “média” para caracterizar o clima, ou seja, valores médios mensais num período específico de tempo, não necessariamente começando com ano terminado em dígito 1 (*World Meteorological Organization* 2017).

Na BS a série observacional mais longa possui apenas 5 anos de dados. Dessa forma, decidiu-se neste trabalho utilizar além dos dados observados coletados nas boias oceânicas, dados gerados por modelagem numérica e a partir de sensoriamento remoto. Como etapa prévia para utilização desses dados simulados, elabora-se uma avaliação, confrontando-os com os dados observacionais da BS. Os resultados dessa investigação encontram-se na Seção I.2. A seguir, na Seção I.3 é feita uma descrição da climatologia da BS através da pressão atmosférica ao nível médio do mar (PNMM), temperatura (T2M) e umidade relativa do ar (UR2M) a 2 metros de altura e vento a 10 metros de altura (V10M). Na Seção I.4 são apresentados os sistemas e

fenômenos meteorológicos que atuam ou se aproximam da área em estudo, provocando mudanças no regime climatológico da região. Finalmente na Seção 1.5 estão as conclusões e considerações finais deste Capítulo I, dedicado à Meteorologia.

1.2 Avaliação dos Dados Meteorológicos

1.2.1 Avaliação Pontual das Reanálises

Devido ao limitado conjunto de dados meteorológicos observados na área em estudo, optou-se por utilizar dados gerados por reanálises. Como etapa prévia para utilização de tais dados, elabora-se uma avaliação das reanálises, confrontando-as contra dados observados na BS.

As “reanálises” compreendem conjuntos de dados meteorológicos, tais como a pressão atmosférica ao nível médio do mar, a temperatura do ar, a umidade relativa do ar, o vento e outros, gerados por modelos numéricos globais em pontos de grade, para diversos níveis da atmosfera, desde a superfície até o topo da atmosfera, com elevada frequência temporal e por diversos anos. Neste trabalho as reanálises avaliadas são a *Climate Forecast System Reanalysis – CFSR*, do *National Centers for Environmental Prediction – NCEP* (Saha et al. 2010, 2014); *ERA-Interim*, do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF* (Dee et al. 2011); *ERA5*, também do *ECMWF* (Hersbach et al. 2020) e *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications version 2 – MERRA-2*, da *National Aeronautics and Space Administration – NASA* (Gelaro et al. 2017). O objetivo é identificar a reanálise que melhor representa a climatologia na BS.

A avaliação das variáveis PNMM, T2M, UR2M obtidas com as Reanálises CFSR, ERA-Interim, ERA5 e MERRA2, confrontando com dados da Boia de Santos do Programa PNBOIA (Programa Nacional de Boias), foi feita examinando-se seus ciclos anuais e diurnos e utilizando as métricas estatísticas erro médio (VIES), raiz do erro quadrático médio (REQM) e

correlação (CORR), assim como definidos em (Wilks 1995). Os detalhes dessa avaliação estão descritos em (Carvalho 2022).

A PNMM é a variável melhor reproduzida pelos modelos, com CORR muito forte para todas as reanálises (0,99), apesar da superestimativa pelas quatro reanálises. Essa variável é melhor reproduzida pelo CFSR que apresenta a menor REQM (0,8 hPa). Tal valor de REQM é pequeno quando comparado ao desvio padrão da observação (DPobs) da variável que é 4,8 hPa, ou seja, um erro de aproximadamente 17% do DP da variável. O CFSR também reproduz muito bem o ciclo anual da PNMM, exibindo máximos no inverno e mínimos no verão. Com relação ao ciclo diurno da PNMM, o CFSR representa bem os horários de máxima PNMM (às 01 e 13 UTC), mas atrasa em 1 hora os horários de mínima, que de fato são observados às 07 e 19 UTC. As Reanálises ERA5 e MERRA-2 apresentam maior valor de REQM (1,2 hPa), mas reproduzem melhor do que o CFSR ambos os ciclos, anual e diurno.

A T2M também é muito bem reproduzida pelas quatro reanálises, com CORR muito forte (superior a 0,91), sendo subestimada pelo ERA5 e superestimada pelas demais reanálises. A REQM, em torno de 1,0°C, é pequena quando comparada ao DPobs da variável (2,6°C). O ciclo anual da T2M é bem representado pelas reanálises, com máximo no verão e mínimo no inverno, apesar de não serem capazes de representar a queda acentuada observada nos meses de agosto e setembro. Analisando-se o ciclo diurno da T2M na boia de Santos verifica-se uma amplitude térmica bem-marcada, com mínimo às 08 UTC e máximo às 19 UTC. As Reanálises CFSR e MERRA-2 suavizam o ciclo diurno, enquanto o ERA5 destaca-se por representar uma amplitude térmica mais próxima àquela registrada pela boia.

A UR2M é considerada de difícil representação, pois leva em consideração, em sua formulação, duas variáveis: a quantidade de vapor d'água no ar e a temperatura do ar. A CORR encontrada para essa variável (>0,8) é considerada forte, sendo necessário destacar a Reanálise ERA5, que não só apresenta a maior CORR (0,86), como também a menor REQM (5,7%). Todas as reanálises analisadas superestimam os valores de UR2M, apresentando BIAS positivo e apresentam REQM menor que o DPobs (9,7%). As quatro reanálises conseguem representar bem o ciclo anual de UR2M, com

máximos em dezembro e fevereiro e mínimo em maio. Para o ciclo diurno da UR2M, destaca-se a ERA5, que consegue representar tanto sua amplitude, quanto os horários do máximo (às 08 UTC) e mínimo (às 18 UTC) dessa variável.

A magnitude do vento a 10 m de altura (MAG10M) é subestimada pelas reanálises, contudo para as quatro, a REQM (variando entre 1,7 m/s para o ERA5 e 2,2 m/s para o ERA-Interim) é inferior ao DPobs da variável (3,0 m/s). O menor (maior) valor de CORR foi de 0,77 (0,87) para as Reanálises CFSR (ERA5), consideradas correlações fortes. O ciclo anual de MAG10M, com máximo em agosto e mínimo em março é melhor representado pelo ERA5 e a seguir pelo MERRA2. O ciclo diurno, com máximo às 00 UTC e mínimo às 17 UTC também é melhor representado pelo ERA5 e pelo MERRA-2.

Analisando-se conjuntamente a direção do vento a 10 m de altura (DIR10M) e MAG10M na Boia de Santos, nota-se que a direção predominante é a de ENE, associada com ventos provenientes do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e intensidade entre 4 e 8 m/s. Nas distribuições de frequência de ocorrência direcional dos ventos elaboradas com os dados simulados pelas reanálises, a maior ocorrência é de ventos na direção NE, com segunda direção predominante em ENE, exceto para a MERRA-2, que apresenta percentual similar de dados nas direções NE e ENE. Diferente do observado na boia de Santos, as reanálises quase não apresentam ocorrências de valores elevados de MAG10M (acima de 12 m/s), sendo o CFSR a Reanálise com maior ocorrência de ventos acima desse limiar.

A partir dos resultados da avaliação das quatro reanálises (CFSR, ERA-Interim, ERA5 e MERRA-2) para representar as variáveis PNMM, T2M, UR2M, MAG10M e DIR10M na região da BS, decidiu-se utilizar as reanálises CFSR e ERA5 para as demais etapas deste trabalho. Tais reanálises (CFSR e ERA5) se mostraram, de forma geral, mais promissoras do que as demais (ERA-Interim e MERRA-2).

1.2.2 Avaliação Pontual do Vento Simulado pelo ASCAT

Como o vento é uma variável de suma importância para as operações offshore, considera-se, além dos dados observados na Boia de Santos, os dados de vento gerados pelo *Advanced Scatterometer* (ASCAT; FIGA-SALDAÑA, WILSON, *et al.*, 2002) a bordo do Satélite *Meteorological Operational - A* (MetOp-A), lançado em 2006. O principal objetivo do ASCAT é medir a velocidade e a direção do vento sobre os oceanos. Para tal, ele opera a uma frequência de 5,255 GHz (Banda C) usando antenas polarizadas verticalmente, e transmite um pulso longo com modulação linear de frequência. Esses pulsos de energia na faixa do microondas são emitidos em direção à superfície do mar, onde os ventos causam distúrbios em pequena escala (centímetros) que modificam as características de retroespalhamento dessa superfície, de uma maneira particular. Essas propriedades de retroespalhamento são bem conhecidas e dependem da velocidade e direção do vento sobre o mar, em relação ao ponto em que a superfície do mar é observada.

Inicialmente elabora-se uma comparação do vento obtido no ponto de grade do ASCAT mais próximo à localização da boia de Santos, utilizando as mesmas métricas estatísticas apresentadas anteriormente (BIAS, REQM e CORR). Tais métricas são calculadas apenas nos horários em que existem dados concomitantes na boia de Santos e no escaterômetro.

Os resultados da avaliação pontual do ASCAT na Boia de Santos indicam que os dados estimados via sensoriamento remoto representam muito bem os dados coletados in situ, com CORR muito forte (0,94) e uma leve subestimativa de 1 m/s, que é menor que o DPobs (3,0 m/s). Os valores de máximo, média e mínimo das séries de dados do ASCAT também são próximos aos observados, contudo, não existem valores nulos de vento (0 m/s) na série do ASCAT. O ASCAT consegue representar bem a variação anual da MAG10M, inclusive o máximo (em agosto) e mínimo (em março). Comparando a distribuição de frequência de ocorrência direcional dos ventos elaborada com os dados medidos na boia de Santos e estimados pelo ASCAT observa-se em ambas as fontes de dados a predominância de ventos altamente influenciados pelo ASAS, que variam entre as direções NE e E. Dessa forma pode-se afirmar

que os dados de MAG10M e DIR10M estimados via sensoriamento remoto são muito próximos aos coletados pela boia in situ. Assim, os dados do ASCAT são utilizados para avaliar espacialmente duas reanálises modernas e promissoras para simular o vento à superfície na região do Atlântico Sul: CFSR e ERA5 (Pescio, Dragani & Martin 2022).

1.2.3 Avaliação Espacial do Vento das Reanálises CFSR e ERA5

A avaliação das Reanálises CFSR e ERA5, confrontando com dados do ASCAT foi elaborada para o período de 01/01/2009 à 31/12/2017. Ressalta-se que as métricas estatísticas são calculadas apenas nos horários em que há dados concomitantes nas reanálises e no ASCAT.

O ASCAT a bordo do satélite MetOp-A pode passar sobre um mesmo ponto da superfície no máximo duas vezes ao dia, uma na passagem ascendente e outra na passagem descendente. Dessa forma, para um período de nove anos de dados (2009 a 2017) o máximo de pares Reanálise versus ASCAT possível é de 6484 (365 dias x duas passagens x nove anos, incluído os anos bissextos). A Figura I-2 apresenta o número de pares de dados disponível para cada ponto de grade do domínio estudado (Figura I-2a), sendo o maior valor encontrado de 3659 e em detalhe para a BS (Figura I-2b), contendo entre 2300 e 2600 pares de dados.

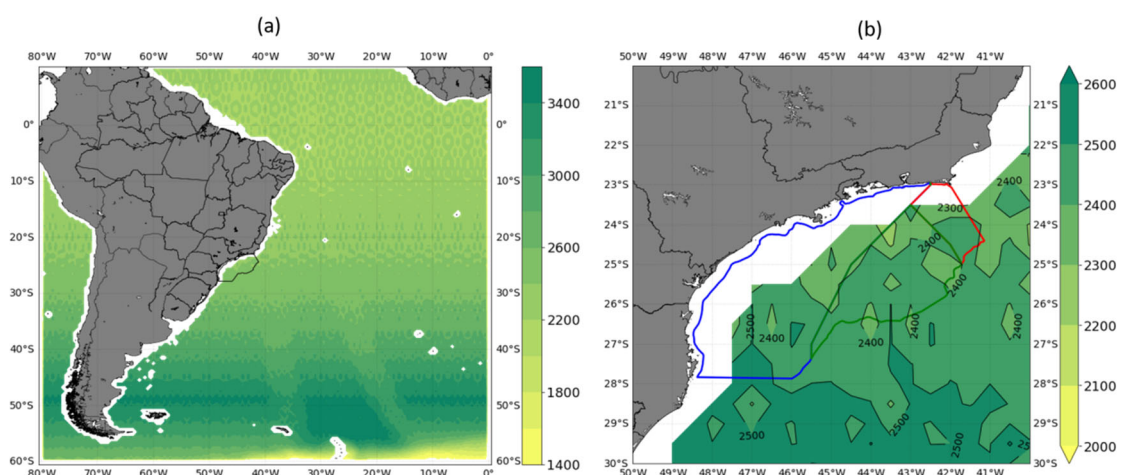


Figura I-2 – Número de pares de dados de reanálises versus ASCAT disponíveis para cada ponto de grade (resolução de 0,5°) da região em estudo para o período de 01/01/2009 a 31/12/2017: (a) Para todo do domínio estudado e (b) Destaque para a Baía de Santos.

Os campos médios (2009-2017) da intensidade do vento e de linhas de corrente elaborados com dados do ASCAT, CFSR e ERA5 para o Atlântico Sul e com destaque para a região da BS são apresentados na Figura I-3. As três climatologias apresentam grande similaridade, sendo possível notar menores velocidades do vento associados ao núcleo do ASAS em aproximadamente 30°S/5°W, e na região próximo à costa da África. Os maiores valores de MAG10M ocorrem na porção sul do domínio (entre 50 e 60°S), na faixa dos ventos de oeste, que convergem para os ciclones de latitudes médias. Nessa região, o CFSR apresenta valores ligeiramente mais elevados do que o ASCAT e ERA5. Na região da BS, a média de MAG10M varia entre 5 e 8 m/s nos três conjuntos de dados. As reanálises também representam bem o cavado invertido sobre a Área Profunda (linha tracejada preta), como configurado pelo ASCAT.

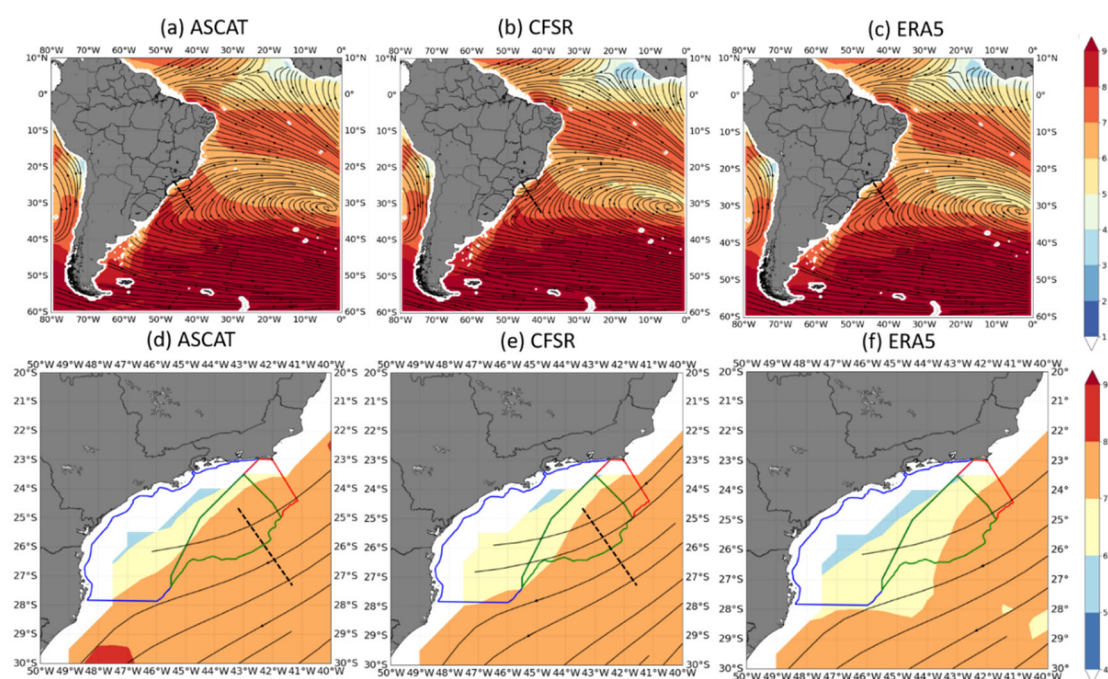


Figura I-3 – Média de MAG10M (m/s) e linhas de corrente para (a e d) ASCAT, (b e e) CFSR e (c e f) ERA5 no período de 01/01/2009 a 31/12/2017. Na linha superior apresenta-se todo do domínio estudado e na linha inferior destaca-se a Baía de Santos. A média apresentada foi elaborada apenas nos horários em que havia dados concomitantes nas reanálises e no ASCAT. A linha preta tracejada exhibe a posição do cavado invertido.

A Figura I-4 apresenta o VIES, a REQM e a CORR médios de MAG10M calculados para cada ponto de grade do domínio para as Reanálise CFSR (coluna da esquerda) e ERA5 (coluna da direita), em relação ao ASCAT. Na Figura I-5 são apresentadas as mesmas métricas, contudo em destaque para a região da BS.

No campo do VIES (Figura I-4a e Figura I-4b), as cores em tons de azul (vermelho) representam subestimativas (superestimativas). Nota-se que o CFSR superestima os valores de MAG10M (Figura I-4a) em praticamente todo o domínio, sendo as subestimativas encontradas nas regiões entre 0° e 10° N e próximo ao litoral do Brasil, entre os estados de Rio Grande do Sul e Rio de Janeiro, incluindo uma parte significativa da BS. O ERA5 (Figura I-4b), apresenta igualmente regiões de subestimativa e superestimativa de MAG10M. Na região adjacente ao litoral da Argentina (35° a 60° S/ 40° a 70° W) ambas as reanálises mostram superestimativa, inclusive exibindo o mesmo padrão. Observando essa mesma região na Figura I-3a, verifica-se que o ASCAT apresenta uma redução na intensidade do vento, coincidente com a crista do ASAS, estendendo-se desde o sul do Uruguai até aproximadamente 45° S. Tal redução na intensidade do vento é detectada também pelas reanálises, porém com menor intensidade. Na região da BS (Figura I-5a e Figura I-5b) o VIES é negativo na Área Profunda, em ambas as reanálises, principalmente no ERA5.

Avaliando a REQM, apresentado na Figura I-4c e na Figura I-4d, tem-se que os menores valores se encontram na mesma região para as duas reanálises, próximo a 10° S, onde os ventos alísios divergem do ASAS em direção ao equador. Os maiores valores se encontram próximos à costa da África ($\sim 5^{\circ}$ N) e na região dos ventos de oeste. Para a BS (Figura I-5c e Figura I-5d), os valores de REQM do CFSR (ERA5) variam entre 1,8 e 2,2 m/s (0,8 e 1,6 m/s), sendo menor que o DPAscat para a região, que varia entre 3,0 e 3,5 m/s. É importante destacar que os valores de REQM do ERA5 são substancialmente menores que os do CFSR, em praticamente todo o domínio de estudo. Para a região da BS notam-se valores entre 1,4 e 1,8 m/s no CFSR (Figura I-5c) e entre 1,0 e 1,4 m/s no ERA5 (Figura I-5d), sendo que os maiores valores de REQM ocorrem na Área Rasa.

O campo de CORR para ambas as reanálises (Figura I-4e e Figura I-4f), exibem menores (maiores) valores na região próxima a linha do equador (próximo a latitude de 50°S) e maiores valores na área sudeste do domínio. Para a região da BS, os valores de CORR são superiores a 0,8, sendo maiores para o ERA5 (Figura I-5f) do que para o CFSR (Figura I-5e).

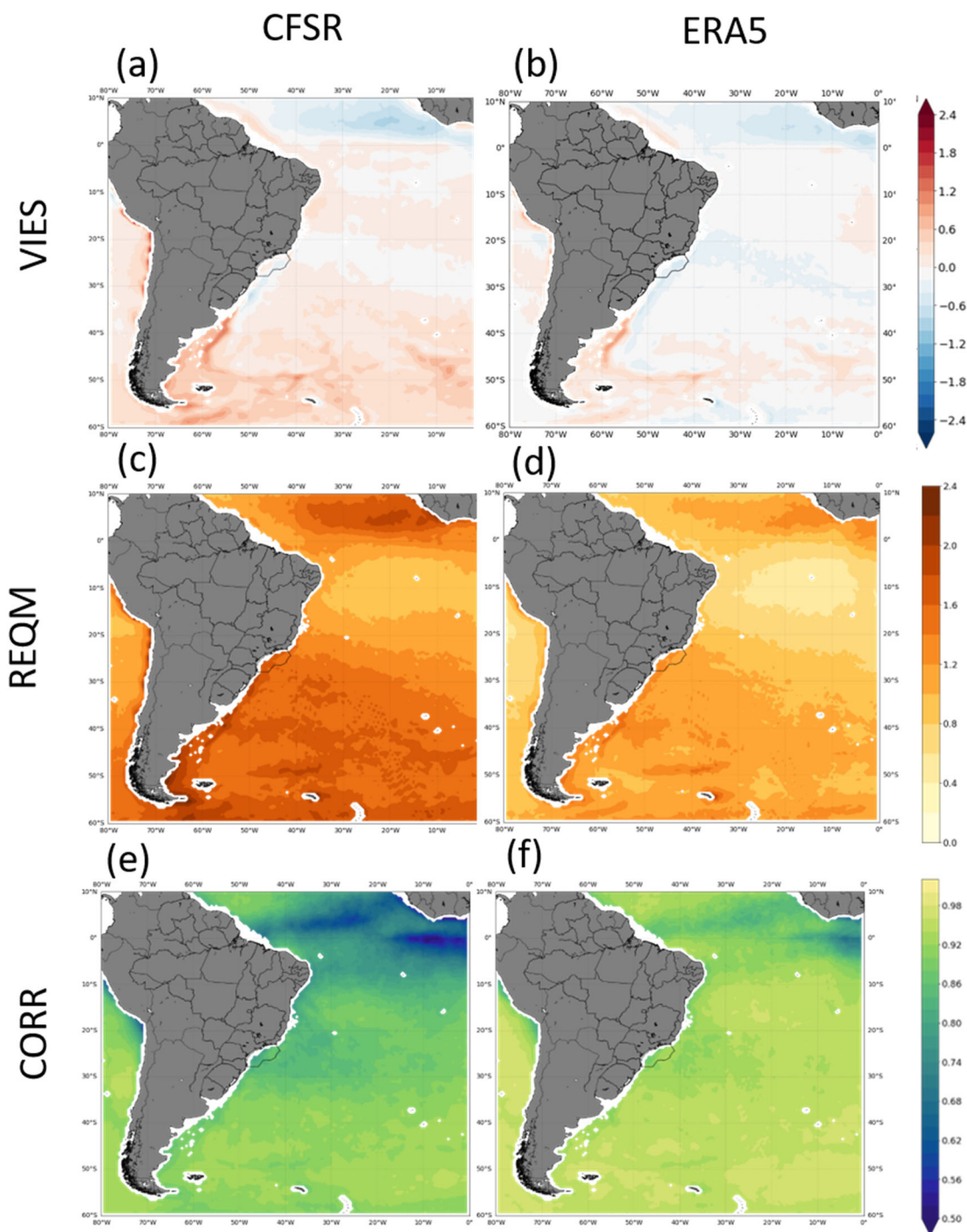


Figura 1-4 - (a) e (b) VIES (m/s) (c) e (d) REQM (m/s), (e) e (f) CORR médios calculados para cada ponto de grade da região em estudo para a variável MAG10M das Reanálises CFSR (coluna da esquerda) e ERA5 (coluna da direita). Período de dados utilizado: 01/01/2009 a 31/12/2017. Resultado calculado nos horários em que os dados da Reanálise e do ASCAT são concomitantes. A Baía de Santos se encontra destacada nas figuras.

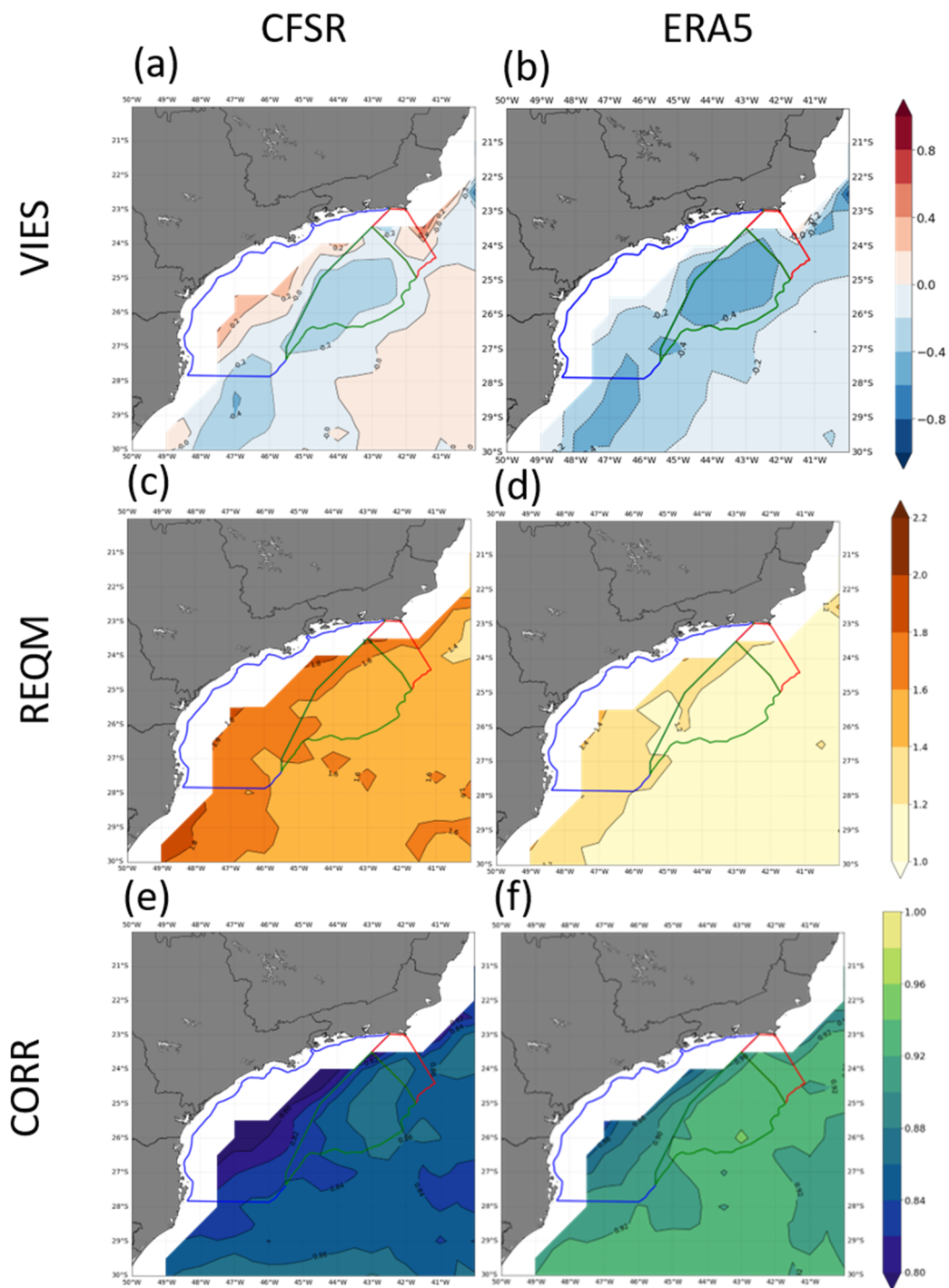


Figura I-5 – (a) e (b) VIES (m/s), (c) e (d) REQM (m/s), (e) e (f) CORR médios calculados para cada ponto de grade da região em estudo para a variável V10M das Reanálises CFSR (coluna da esquerda) e ERA5 (coluna da direita). Período de dados utilizado: 01/01/2009 a 31/12/2017. Resultado calculado nos horários em que os dados da Reanálise e do ASCAT são concomitantes. As três Áreas da BS, Área Rasa, Área Profunda e Área Cabo Frio, se encontram destacadas na figura.

Os resultados aqui apresentados indicam que a Reanálise ERA5 é mais apropriada do que a Reanálise CFSR para representar o vento na região do Atlântico Sul. Dessa forma, essa reanálise (ERA5) será utilizada para descrever a climatologia da BS.

1.3 Climatologia da Bacia de Santos

A caracterização da climatologia da BS é feita através da descrição dos campos espaciais médios de PNMM, T2M, UR2M e V10M obtidos com dados da Reanálise ERA5 e também a partir dos ciclos anuais e diurnos das mesmas variáveis para o período 1991-2020. A climatologia mensal da precipitação é baseada nos dados do MERGE (Rozante et al. 2020), para o período 2001-2020.

1.3.1 Pressão Atmosférica ao Nível Médio do Mar

Nas cartas sinóticas de superfície elaboradas para o hemisfério sul é possível apreciar isóbaras fechadas onde a pressão pode diminuir (aumentar) em direção ao centro, configurando os ciclones (anticiclones), com circulação horária (anti-horária). Os anticiclones podem ser migratórios (também denominados transientes) ou semiestacionários. Os anticiclones migratórios têm tempo de vida curto, entre 2 e 6 dias (Sinclair 1996) e os semiestacionários duram todo o ano. Quando analisamos a climatologia do campo de PNMM, os sistemas transientes desaparecem, mas os semiestacionários, como por exemplo o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), ficam evidenciados. No interior dos anticiclones semiestacionários, a subsidência e a divergência próxima à superfície promovem céu claro ou com poucas nuvens e ventos calmos. Na periferia desses anticiclones os ventos tornam-se mais intensos.

Os campos climatológicos da PNMM para o período 1991-2020 sobre a região do Atlântico Sul e parte do território brasileiro elaborados com dados do ERA5 são apresentados na Figura I-6 para as quatro estações do ano e na Figura I-7 para todo o ano. No verão (Figura I-6a) é possível observar menores valores de PNMM sobre a região em estudo (entre 1012 e 1013 hPa). Isso

ocorre justamente quando o centro do ASAS se encontra em sua posição mais a sul e mais afastado do continente sul-americano. Durante o outono (Figura I-6b) as bordas do ASAS começam a adentrar o continente sul-americano e a pressão atmosférica na BS aumenta, atingindo valores entre 1015 e 1016 hPa, verificando-se um fraco gradiente zonal de pressão. No inverno (Figura I-6c), o centro do ASAS encontra-se em sua posição mais ao norte e mais próximo ao continente sul-americano, ocasionando os maiores valores médios de PNMM na BS, entre 1019 e 1020 hPa. Por fim, na primavera (Figura I-6d) a PNMM volta a diminuir, oscilando entre 1016 e 1017 hPa sobre a BS. Nessa estação (primavera) observa-se um gradiente zonal de pressão mais intenso do que nas demais estações, principalmente entre o litoral brasileiro e a longitude de 30°W. Com relação à média anual (Figura I-7) observa-se que o centro do ASAS, com 1022 hPa, localiza-se em aproximadamente 30°S/3°W e a pressão sobre a BS oscila entre 1016 e 1017 hPa. Esse comportamento anual se assemelha mais com o padrão da primavera (Figura I-6d) do que com os demais Figura I-6a, Figura I-6b e Figura I-6c. Tanto na climatologia sazonal, quanto na climatologia anual é possível observar um comportamento mais suavizado do campo de PNMM sobre o oceano do que sobre o continente. Isso ocorre devido à representação da topografia pelo modelo sobre a região continental e sua elevada resolução horizontal (0,5° de latitude x 0,5° de longitude).

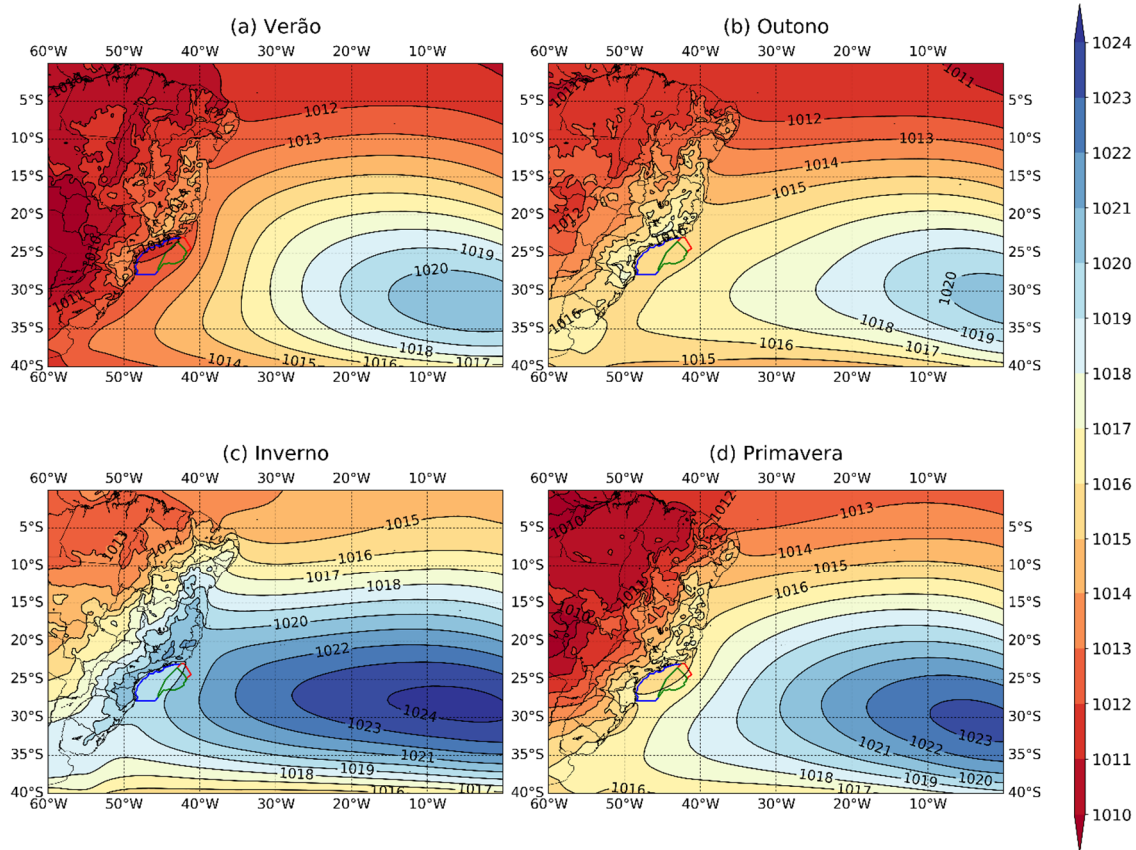


Figura I-6 – Climatologia sazonal (1991-2020) da PNMM (a cada 1 hPa) elaborada a partir do ERA5 para: (a) verão - DJF, (b) outono - MAM, (c) inverno – JJA e (d) primavera – SON, com os limites da Baía de Santos demarcados na figura.

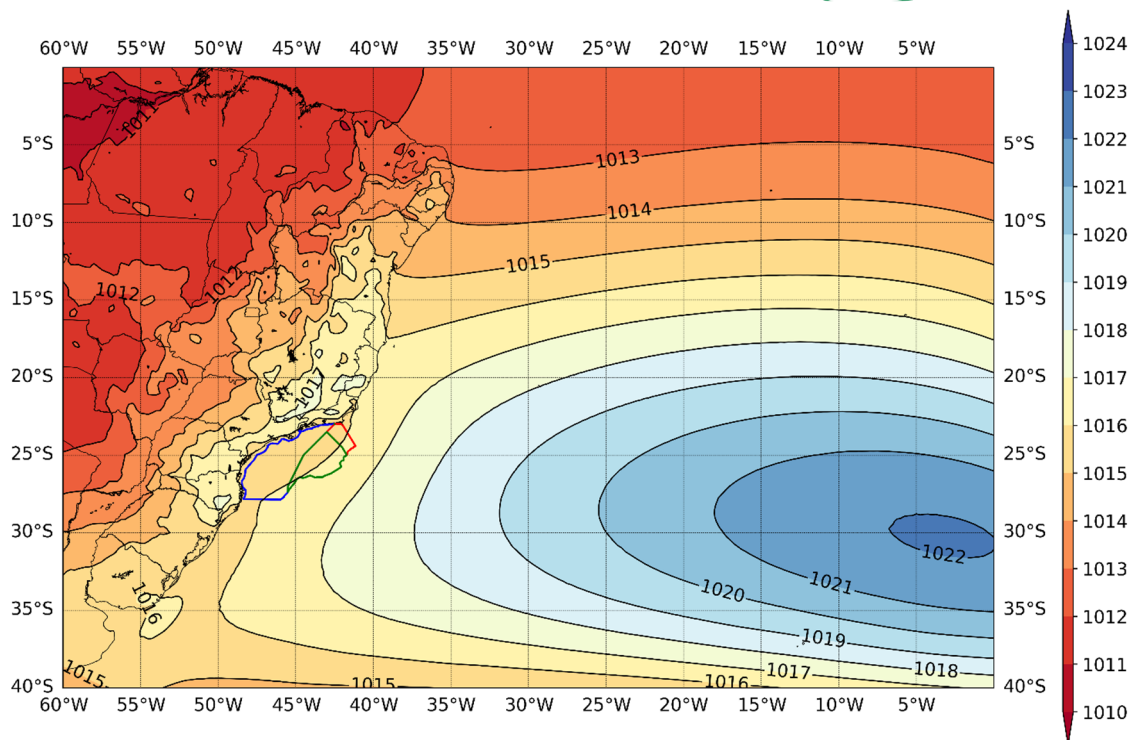


Figura I-7 – Climatologia anual (1991-2020) da PNMM (a cada 1 hPa) elaborada a partir do ERA5, com os limites da Bacia de Santos demarcados na figura.

Os ciclos anual e diurno da PNMM elaborados com dados do ERA5 para os pontos centrais das Áreas Rasa, Profunda e Cabo Frio são apresentados na Figura I-8. Nota-se no ciclo anual (Figura I-8a) que os resultados são muito próximos na maior parte do ano nas três áreas da BS. Apenas nos meses mais quentes do ano, quando a PNMM é reduzida (dezembro, janeiro e fevereiro) e nos meses mais frios (junho, julho, agosto e setembro) quando a PNMM é mais elevada, percebe-se que os valores na Área Rasa são mais baixos do que nas outras duas áreas. Isso se deve à posição do ASAS em relação à BS, estando as Áreas Profunda e Cabo Frio menos afastadas do centro do ASAS e portanto com PNMM maior, do que à Área Rasa. Considerando as três áreas, a PNMM varia entre 1012 hPa no verão e 1020 hPa no inverno e fica em torno de 1015 e 1016 hPa nas estações intermediárias.

Com relação ao ciclo diurno da PNMM, nota-se na Figura I-8b a presença dos dois mínimos e dois máximos, como esperado para a latitude da BS. Essa

persistente oscilação existe em todos os pontos da superfície da terra e é denominada de maré semidiurna da pressão atmosférica (Miguens 2000). Ela é perfeitamente nítida e de amplitude significativa nas regiões equatoriais e tropicais, mas imperceptível nas altas latitudes. De acordo com Vianello & Alves (1991), na Região Sudeste do Brasil os mínimos da PNMM são observados às 04 h e 16 h local (07 e 19 UTC) e os máximos são observados às 10 e 22 h local (01 e 13 UTC). Na Figura I-8b observa-se que o ERA5 acerta os horários dos máximos e mínimos do ciclo diurno da PNMM e também simula corretamente o mínimo de 19 UTC com valor ligeiramente mais baixo do que às 07 UTC e máximo de 13 UTC ligeiramente mais elevado do que o máximo de 01 UTC, assim também como observado nas Bacias de Campos e do Espírito Santo (Dereczynski et al. 2019).

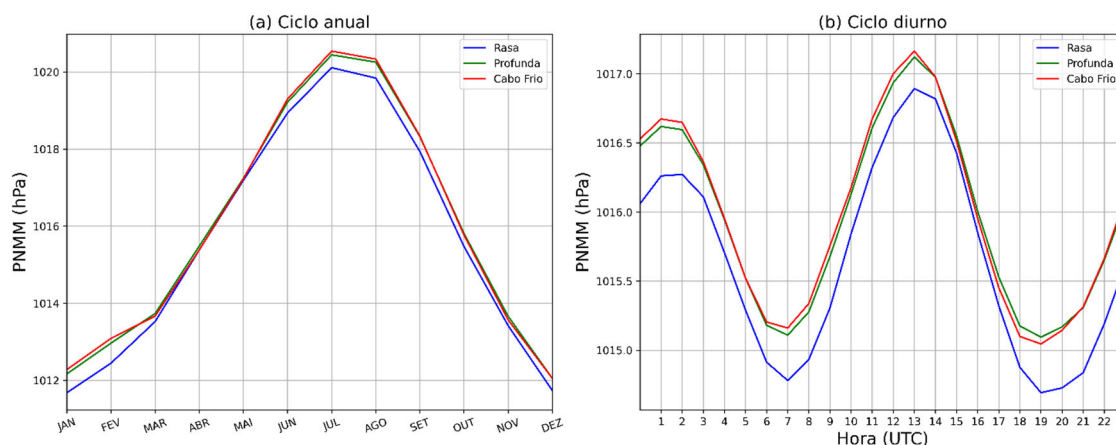


Figura I-8 - Climatologia (1991-2020) da PNMM (hPa) obtida com ERA5 nos pontos centrais das Áreas Rasa (azul), Profunda (verde) e Cabo Frio (vermelha): (a) ciclo anual e (b) ciclo diurno.

1.3.2 Temperatura do Ar a 2 Metros de Altura

A climatologia sazonal da T2M gerada com ERA5 para o período 1991-2020 é apresentada na Figura I-9 para as quatro estações do ano e na Figura I-10 para a média anual. A característica mais marcante desse campo é o gradiente norte-sul da T2M, promovido pela diferença entre as quantidades de radiação que chegam no equador e no polo, devido à inclinação do eixo da Terra. De maneira geral, quase não há gradiente zonal de temperatura entre a costa brasileira e a longitude de 30°W, entretanto existe uma grande diferença entre a T2M sobre a superfície oceânica e a continental, devido à diferença de aquecimento provocada por diferenças entre os valores de calor específico dessas duas superfícies. Também é possível notar nas quatro estações do ano, a presença de uma crista nas isotermas junto à costa brasileira, associada à Temperatura da Superfície do Mar (TSM) que é mais elevada junto ao litoral. As águas aquecidas ao longo da costa brasileira atuam como uma importante fonte de calor, aquecendo o ar próximo à superfície e elevando também sua umidade.

No verão (Figura I-9a) e outono (Figura I-9b) há pouca variação de T2M sobre a BS, com valores variando entre 24 e 25°C no verão e entre 23 e 24°C no outono. No inverno (Figura I-9c) e primavera (Figura I-9d), aumenta o gradiente térmico sobre a bacia, com valores de T2M oscilando entre 18 e 22°C no inverno e entre 20 e 22°C na primavera. O campo da temperatura média anual (Figura I-10) mostra um gradiente de temperatura maior na Área Rasa (entre 21 e 23°C), já que essa se localiza mais próximo ao litoral em relação às outras duas áreas e se estende por quase toda a BS (aproximadamente entre 28 e 23°S).

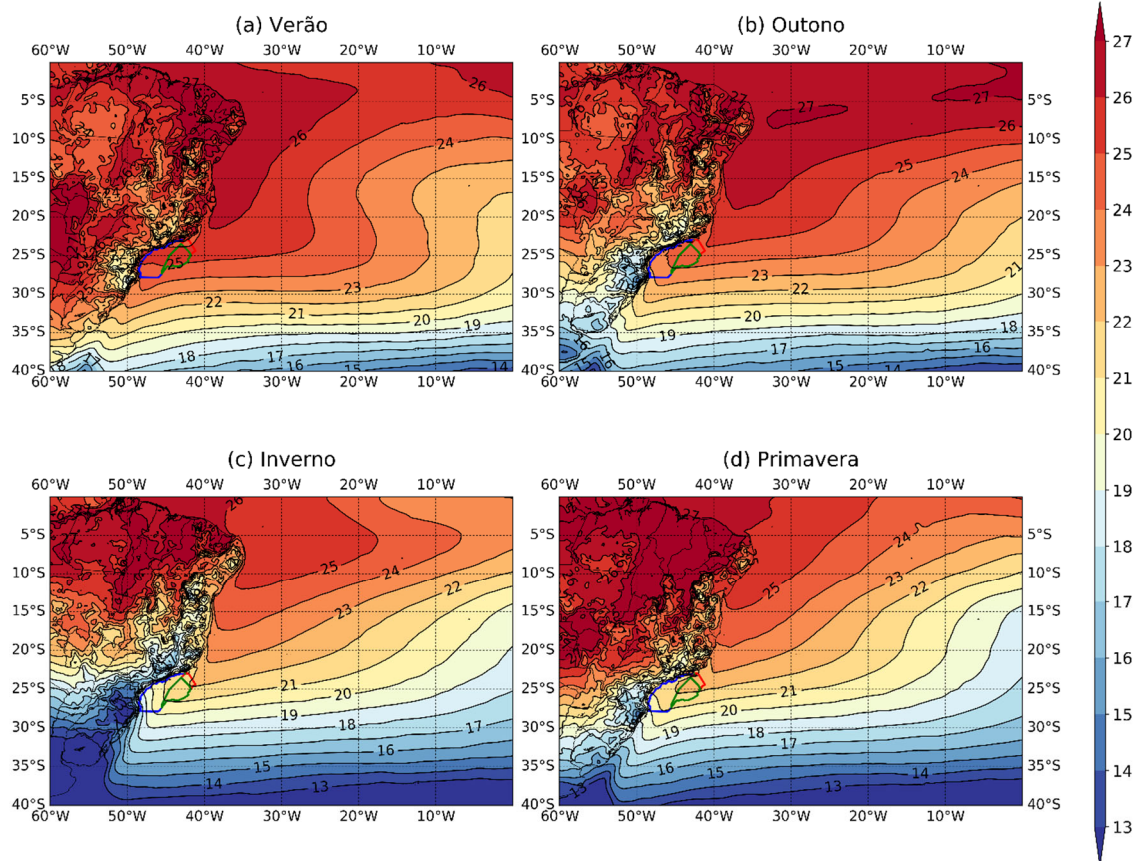


Figura I-9 - Climatologia sazonal (1991-2020) da T2M (a cada 1°C) elaborada a partir do ERA5 para: (a) verão - DJF, (b) outono - MAM, (c) inverno – JJA e (d) primavera – SON, com os limites da Baía de Santos demarcados na figura.

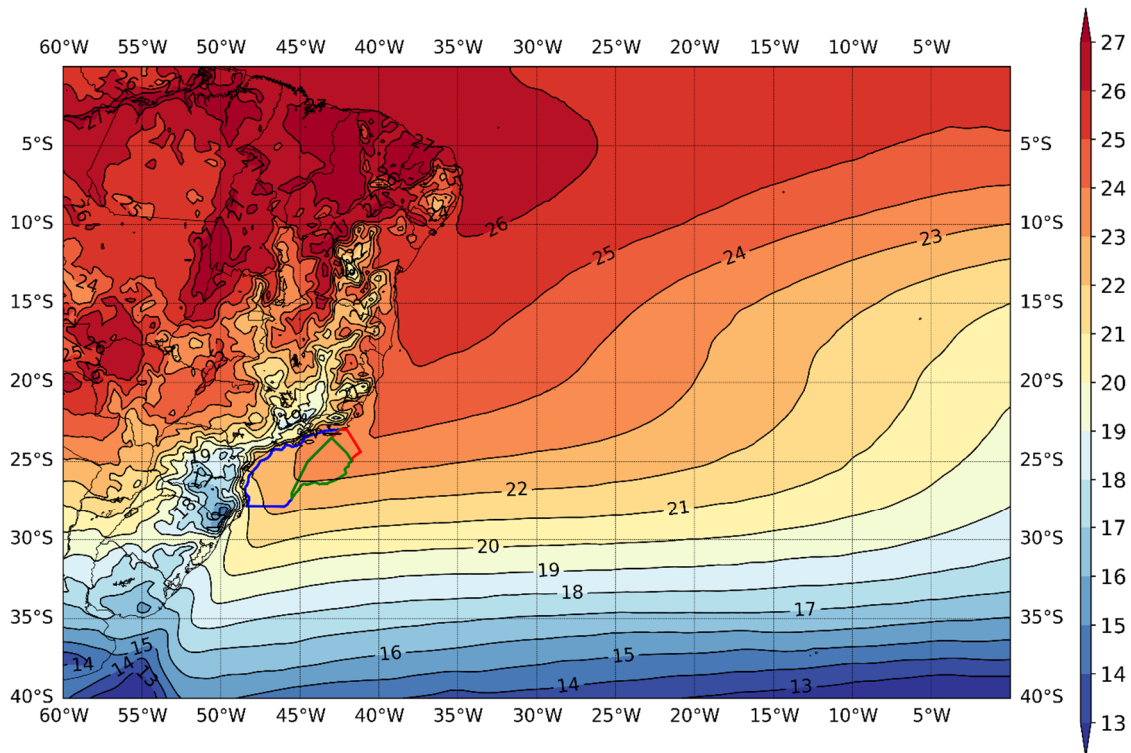


Figura I-10 - Climatologia anual (1991-2020) da T2M (a cada 1°C) elaborada a partir do ERA5, com os limites da Bacia de Santos demarcados na figura.

Os ciclos anual e diurno da T2M elaborados com dados do ERA5 para os pontos centrais das Áreas Rasa, Profunda e Cabo Frio são apresentados na Figura I-11. Com relação ao ciclo anual (Figura I-11a) observa-se que na Área Rasa o mínimo de T2M (em torno de 20°C) é observado em julho e agosto e o máximo (em torno de 25,7°C) ocorre em fevereiro, como esperado. Nas Áreas Profunda e Cabo Frio os mínimos (em torno de 21,5°C) são observados em agosto e setembro e os máximos (em torno de 25,8°C) em fevereiro e março. Como esperado, a T2M é menor no ponto central da Área Rasa, pois ele se encontra-se mais a sul e mais próximo ao litoral do que os outros dois pontos. Apenas em janeiro, fevereiro e março, a T2M na Área Cabo Frio é inferior à T2M da Área Profunda, o que se explica pelo aumento da nebulosidade e precipitação nesse trimestre na Área Cabo Frio. Com relação ao ciclo diurno (Figura I-11b) o ERA5 simula um mínimo um pouco antes do nascer do Sol às 5 h local (08 UTC) e um máximo cerca de 3 ou 4 h após o máximo de incidência da radiação solar, ou seja, entre 15 e 16 h local (18-19 UTC).

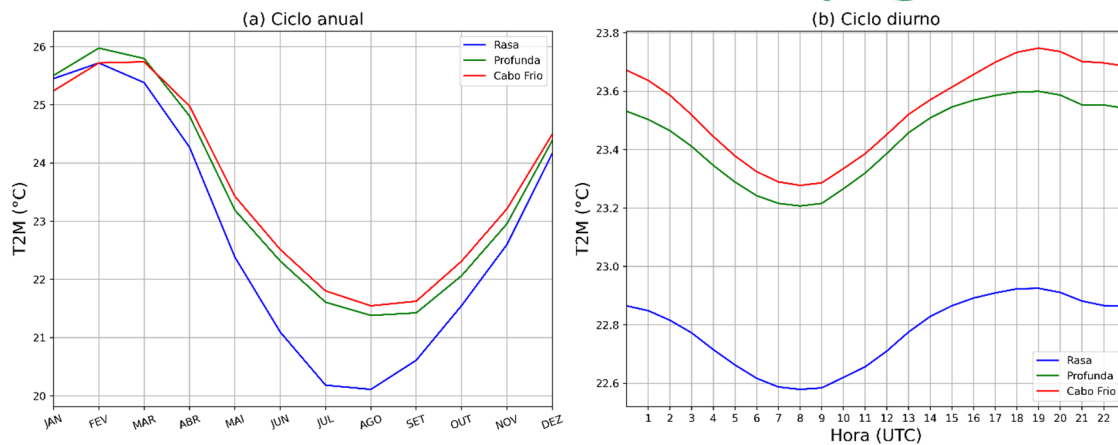


Figura I-11 – Climatologia (1991-2020) da T2M (°C) obtida com ERA5 nos pontos centrais das Áreas Rasa (azul), Profunda (verde) e Cabo Frio (vermelha): (a) ciclo anual e (b) ciclo diurno.

1.3.3 Umidade Relativa do Ar a 2 Metros de Altura

A climatologia sazonal da UR2M elaborada com ERA5 para o período 1991-2020 é apresentada na Figura I-12 e sua climatologia anual é apresentada na Figura I-13. Diferentemente do que ocorre na superfície continental, a UR2M não apresenta grandes variações espaciais e temporais sobre o oceano. Como essa variável é função da temperatura e da quantidade de vapor d'água presente no ar, com o oceano fornecendo continuamente umidade para a atmosfera, a diferença entre os valores de UR2M se dão majoritariamente devido à variação na temperatura do ar. Na região equatorial, sempre mais aquecida, a atmosfera é capaz de conter maior quantidade de vapor d'água. O oceano, também mais aquecido, libera maiores quantidades de água no estado de vapor para a atmosfera, por isso os maiores valores de UR2M são encontrados nessa região. Sazonalmente percebe-se esse mesmo efeito, ou seja, as estações onde a T2M é mais elevada (verão e primavera) apresentam maiores valores de UR2M do que aquelas em que a T2M é mais amena (outono e inverno). Sobre a BS a UR2M varia entre 75 e 85% ao longo de todo o ano (Figura I-12). No verão (Figura I-12a), toda extensão da BS apresenta valores médios de UR2M acima de 80% enquanto nas demais estações do ano a UR2M oscila entre 75 e 80%. Considerando a climatologia anual (Figura I-13), a UR2M é mais elevada ao longo do litoral, na maior parte da Área Rasa. Isso ocorre provavelmente devido à maior convergência do vento próximo ao litoral, fazendo com que sobre o oceano, na região próxima ao continente, o conteúdo de umidade seja maior.

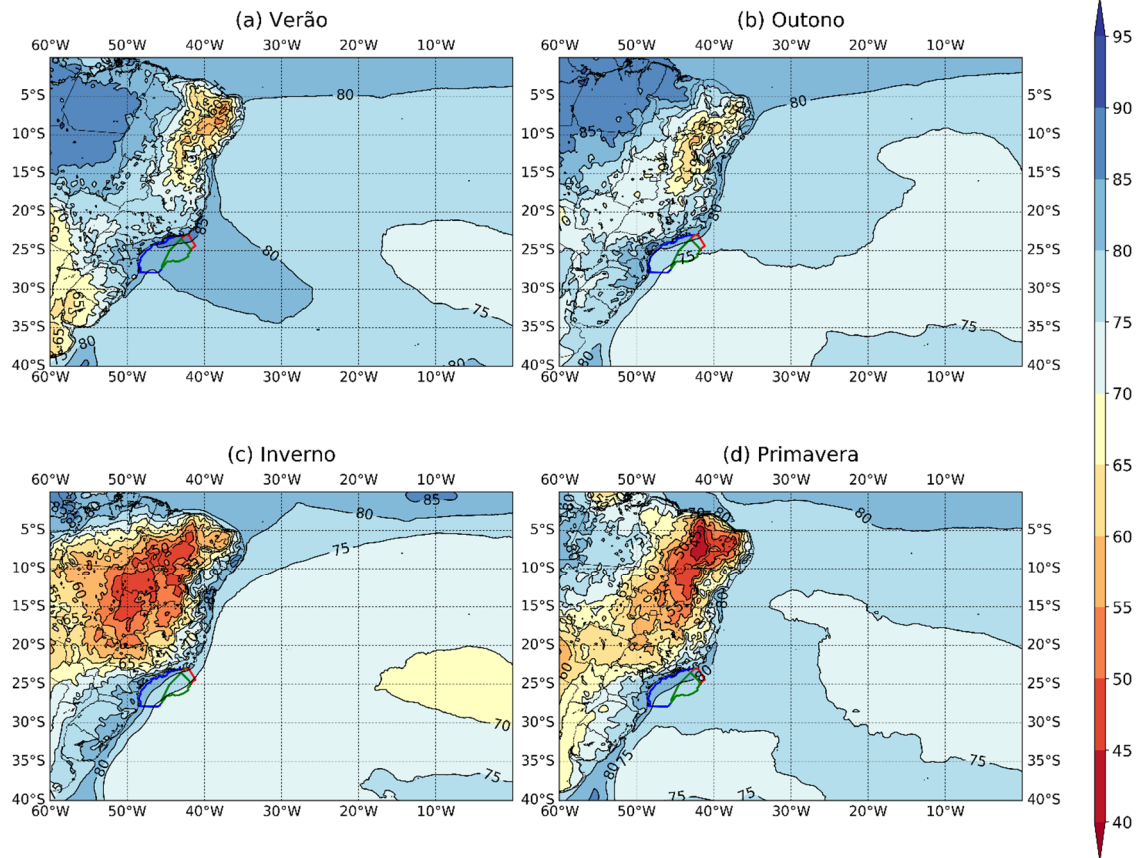


Figura I-12 - Climatologia sazonal (1991-2020) da UR2M (a cada 5 %) elaborada a partir do ERA5 para: (a) verão - DJF, (b) outono - MAM, (c) inverno - JJA, (d) primavera – SON, com os limites da Bacia de Santos demarcados na figura.

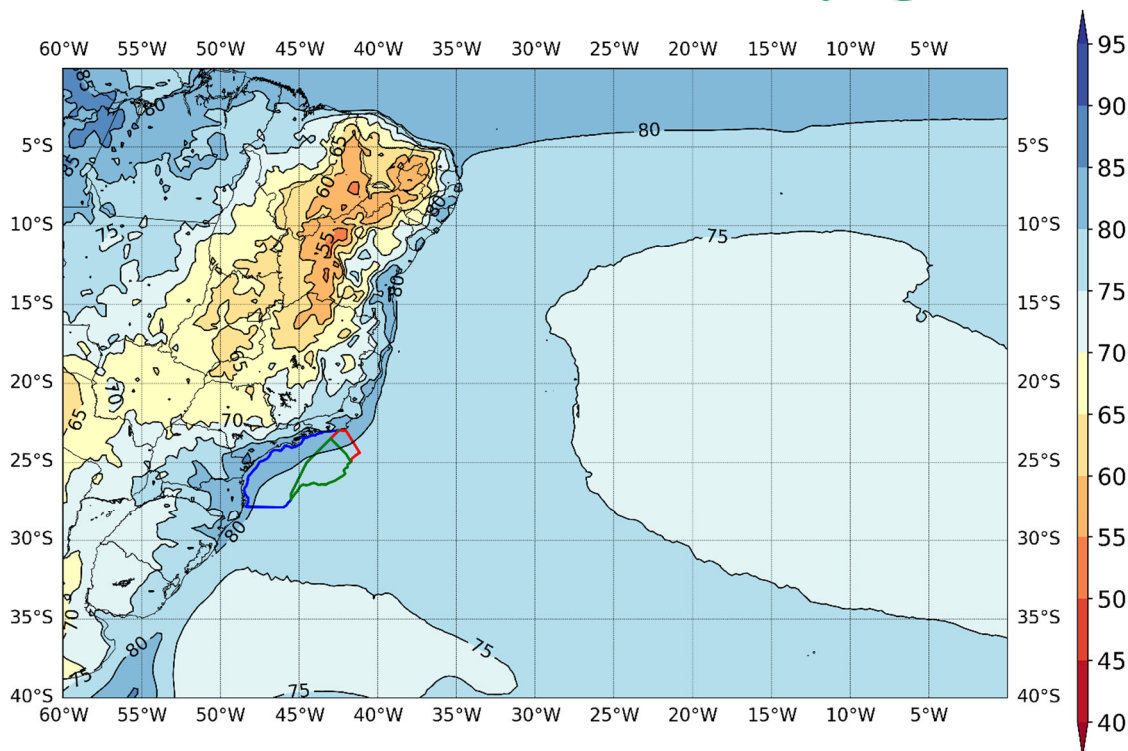


Figura I-13 - Climatologia anual (1991-2020) da UR2M (a cada 5%) elaborada a partir do ERA5, com os limites da Baía de Santos demarcados na figura.

Os ciclos anual e diurno da UR2M elaborados com dados do ERA5 para os pontos centrais das Áreas Rasa, Profunda e Cabo Frio são apresentados na Figura I-14. Com relação ao ciclo anual (Figura I-14a), nota-se que nas três áreas, o mínimo ocorre em maio e o máximo em janeiro e fevereiro. No período mais seco do ano (entre abril e outubro) a UR2M é mais elevada na Área Rasa, a seguir na Área Cabo Frio e por último na Área Profunda. Nos demais meses a UR2M é mais elevada na Área Cabo Frio, associada à maior precipitação e temperaturas mais elevadas nessa época do ano. Com relação ao ciclo diurno (Figura I-14b) o ERA5 consegue simular a redução da UR2M que é observada ao longo do dia, à medida que a temperatura se eleva e o máximo durante a noite e madrugada. Considerando o ciclo diurno, a UR2M é sempre maior na Área Rasa, a seguir na Área Cabo Frio e finalmente na Área Profunda, como observado entre abril e outubro.

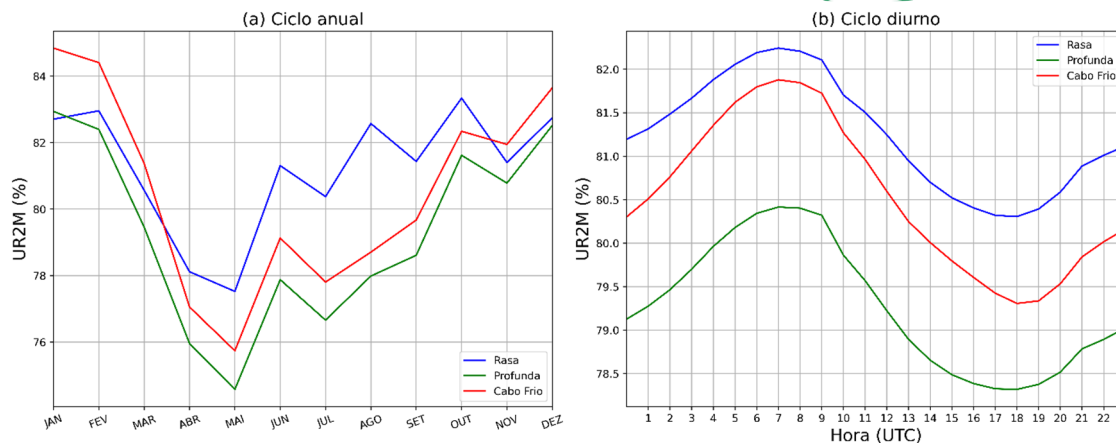


Figura I-14 – Climatologia (1991-2010) da UR2M (%) obtida com ERA5 (linha cheia) nos pontos centrais das Áreas Rasa (azul), Profunda (verde) e Cabo Frio (vermelha): (a) ciclo anual e (b) ciclo diurno.

1.3.4 Vento a 10 Metros de Altura

As climatologias (1991-2020) sazonal e anual do vento a 10 metros de altura são apresentadas respectivamente na Figura I-15 e na Figura I-16. Ao longo de todo o ano a BS fica situada na borda oeste do ASAS, onde a direção predominante do vento é de nordeste (NE). Interessante observar nas linhas de corrente a presença de um cavado invertido sobre a BS, onde os ventos apresentam curvatura ciclônica (linha tracejada em vermelho em ambas as figuras). Tal cavado, mais pronunciado no verão e primavera do que no outono e inverno, está associado com uma região ciclogênica na região, como descrito em Reboita et al. (2010). Comparando-se a intensidade do vento nas três áreas da BS, nota-se velocidades mais baixas próximo ao litoral, portanto afetando grande parte da Área Rasa e velocidades mais elevadas nas Áreas Profunda e Cabo Frio. Os maiores valores de MAG10M para a área de estudo ocorrem durante a primavera (Figura I-15d) e inverno (Figura I-15c), atingindo valores entre 6 e 7 m/s em ambas as estações, devido ao gradiente de pressão mais intenso nesses meses do ano. No outono (Figura I-15b), conforme o centro do ASAS se desloca para leste, em direção ao oceano, favorecendo a redução do gradiente de pressão na BS, a MAG10M atinge um mínimo (entre 5 e 6 m/s).

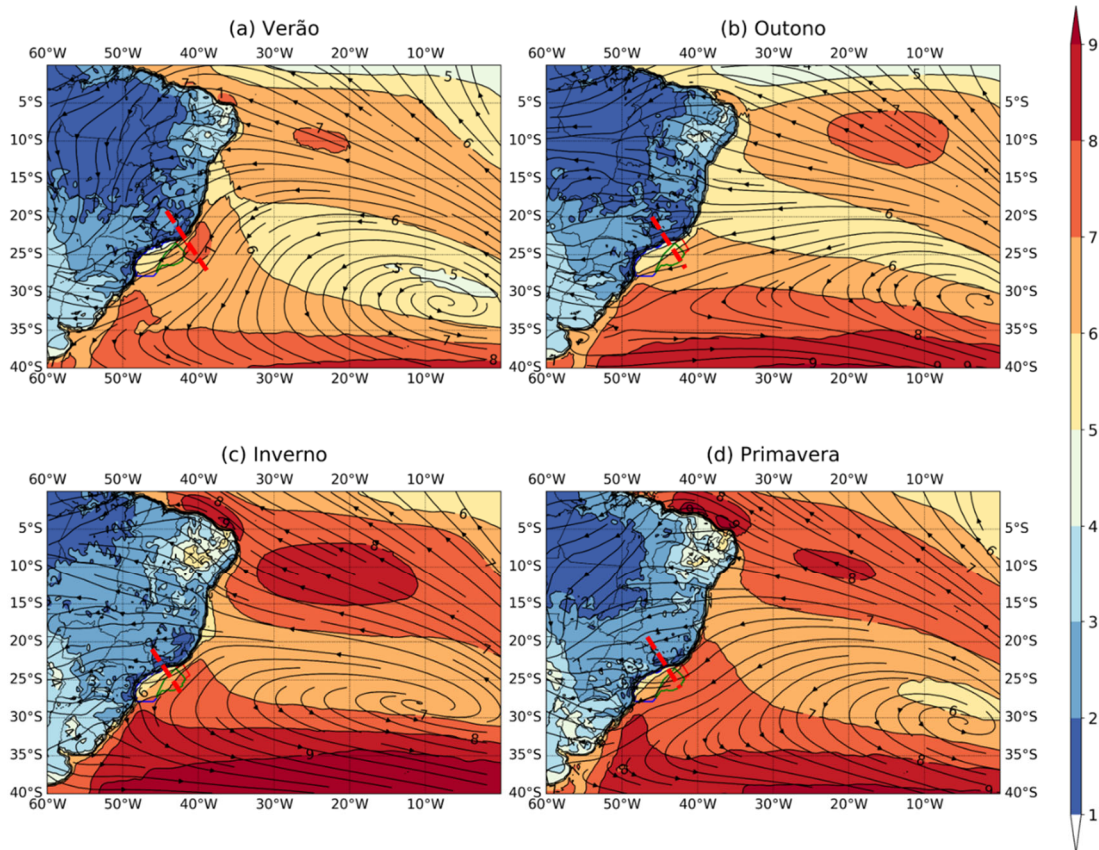


Figura I-15 – Climatologia sazonal (1991-2020) de MAG10M (sombreado em m.s-1) e linhas de corrente a 10 m de altura, elaborada a partir do ERA5 para: (a) verão - DJF, (b) outono - MAM, (c) inverno – JJA e (d) primavera – SON, com os limites da Bacia de Santos demarcados na figura.

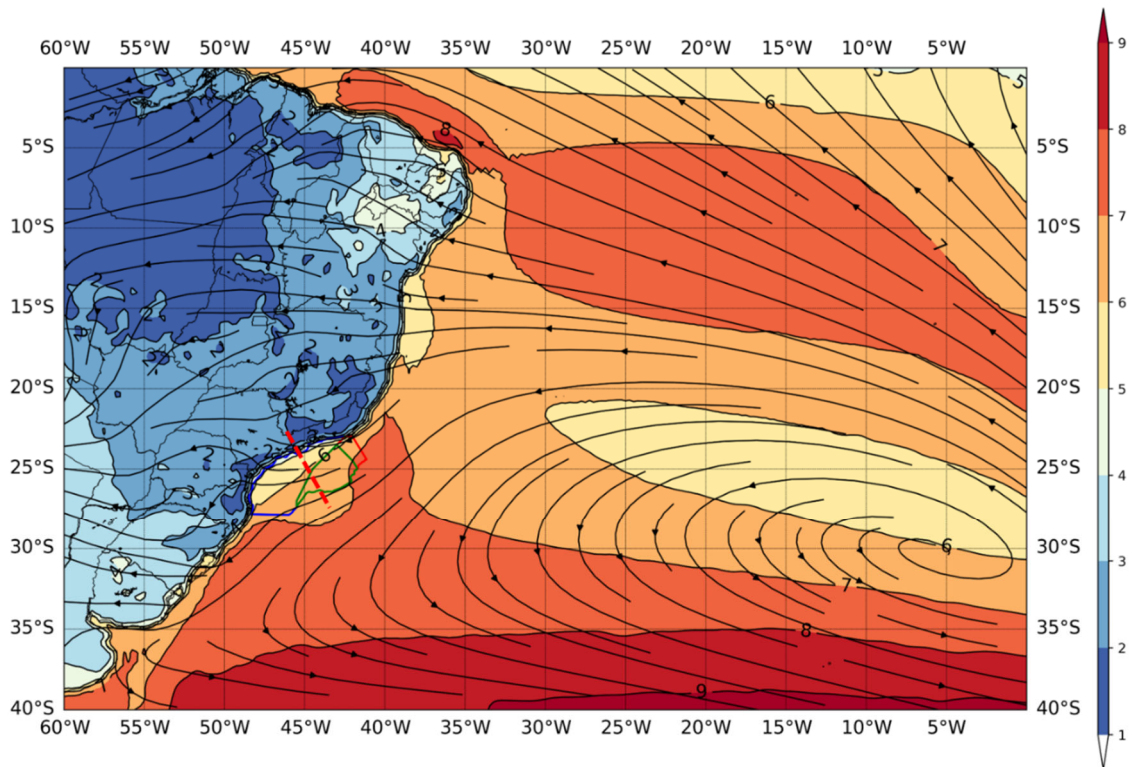


Figura I-16 – Climatologia anual (1991-2020) de MAG10M (sombreado em m.s-1) e linhas de corrente a 10 m de altura, elaborada a partir do ERA5 para: (a) verão - DJF, (b) outono - MAM, (c) inverno - JJA, (d) primavera – SON, com os limites da Bacia de Santos demarcados na figura.

Os ciclos anual e diurno da V10M elaborados com dados do ERA5 para os pontos centrais das Áreas Rasa, Profunda e Cabo Frio são apresentados na Figura I-17 e seus valores são listados respectivamente na Tabela I.1 e na Tabela I.2. Nota-se inicialmente na Figura I-16a que a intensidade média do vento é em geral menor na Área Rasa, aumenta na Área Profunda e atinge máxima intensidade na Área Cabo Frio. Nas três áreas, a intensidade do vento aumenta de junho até setembro e a seguir sofre redução até novembro. De acordo com os dados do ERA5, na Área Rasa (Cabo Frio) a intensidade do vento aumenta de 5,6 (6,4) m/s em junho até 6,6 (7,7) m/s em setembro e a seguir decai para 5,9 (6,9) m/s em novembro. Na Figura I-16b nota-se que o ERA5 indicando um mínimo entre 17 e 18 UTC e um máximo entre 23 e 01 UTC. Esse mesmo padrão também foi observado na Bacia do Espírito Santo (Dereczynski et al. 2019) e na Bacia de Campos (Dereczynski & Menezes 2016).

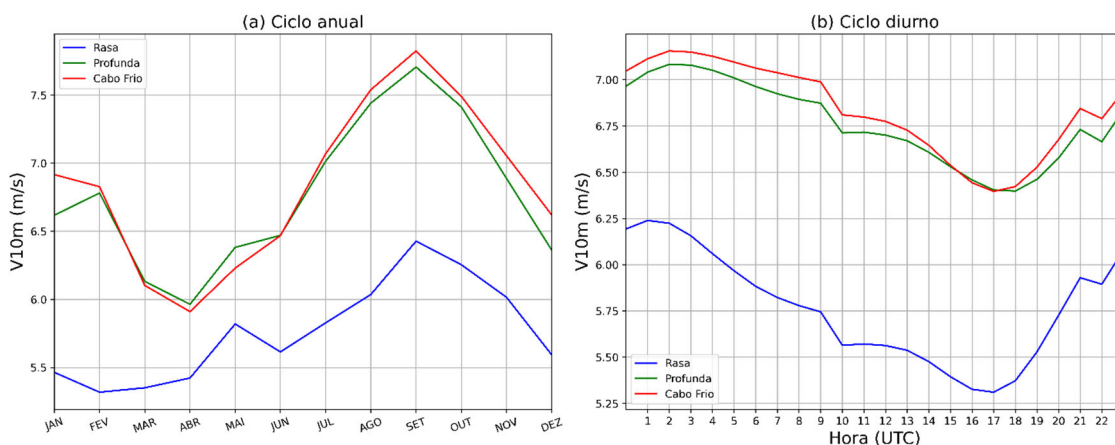


Figura I-17 - Climatologia (1991-2020) da V10M (m.s-1) obtida com ERA5 nos pontos centrais das Áreas Rasa (azul), Profunda (verde) e Cabo Frio (vermelha): (a) ciclo anual e (b) ciclo diurno.

Tabela I.1 - Climatologia mensal da magnitude do vento (m/s) nas Áreas Rasa, Profunda e Cabo Frio, obtida com a Reanálise ERA5 para o período 1991-2020.

Mês	MAG10M (m/s)		
	Área Rasa	Área Profunda	Área Cabo Frio
Jan	5,5	6,6	6,9
Fev	5,3	6,8	6,8
Mar	5,4	6,1	6,1
Abr	5,4	6,0	5,9
Mai	5,8	6,4	6,2
Jun	5,6	6,5	6,5
Jul	5,8	7,0	7,1
Ago	6,0	7,4	7,5
Set	6,4	7,7	7,8
Out	6,3	7,4	7,5
Nov	6,0	6,9	7,1
Dez	5,6	6,4	6,6

Tabela I.2 - Climatologia horária da magnitude do vento (m/s) nas Áreas Rasa, Profunda e Cabo Frio, obtida com a Reanálise ERA5 para o período 1991-2020.

Hora (UTC)	MAG10M (m/s)		
	Área Rasa	Área Profunda	Área Cabo Frio
00	6,2	7,0	7,0
01	6,2	7,0	7,1
02	6,2	7,1	7,2
03	6,2	7,1	7,2
04	6,1	7,1	7,1
05	6,0	7,0	7,1
06	5,9	7,0	7,1
07	5,8	6,9	7,0
08	5,8	6,9	7,0
09	5,7	6,9	7,0
10	5,6	6,7	6,8
11	5,6	6,7	6,8
12	5,6	6,7	6,8
13	5,5	6,7	6,7
14	5,5	6,6	6,6
15	5,4	6,5	6,5
16	5,3	6,5	6,4
17	5,3	6,4	6,4
18	5,4	6,4	6,4
19	5,5	6,5	6,5
20	5,7	6,6	6,7
21	5,9	6,7	6,8
22	5,9	6,7	6,8
23	6,1	6,8	6,9

A distribuição de frequência de ocorrência direcional do vento nos pontos centrais das Áreas Rasa, Profunda e Cabo Frio, simulada pelo ERA5 para o período 1991-2020 é apresentada na Figura I-18. Observa-se pela figura que a maior frequência de ocorrência ocorre para intensidades entre 6 e 9 m/s (9 e 12 m/s) na Área Rasa (nas Áreas Profunda e Cabo Frio). Com relação a direção do vento, as direções NE e ENE (NE e NNE) são as mais frequentes na Área Rasa (nas Áreas Profunda e Cabo Frio) e uma menor frequência aparece nos quadrantes sul e oeste, provavelmente associados com passagem de sistemas transientes, em toda a BS.

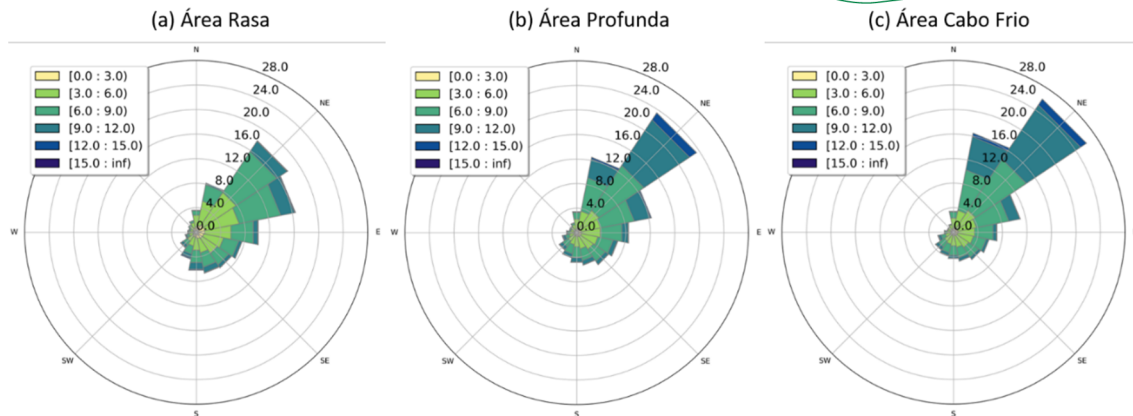


Figura I-18 – Distribuição de frequência de ocorrência direcional dos ventos nas áreas da Baía de Santos para o período 1991-2020, representada pela Reanálise ERA5: (a) Área Rasa, (b) Área Profunda e (c) Área Cabo Frio.

Na Figura I-19, na Figura I-20 e na Figura I-21 apresenta-se as frequências de ocorrências conjuntas de intensidade (m/s) por direção do vento para os pontos de grade do ERA5 durante: (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera, respectivamente para as Áreas Rasa, Profunda e Cabo Frio. Nessas figuras é possível apreciar com mais detalhe, o comportamento dos ventos mais intensos e suas direções predominantes (destacados por retângulos vermelhos). Nota-se que nas três áreas da BS, a primavera é a estação do ano com maior frequência de ocorrência de ventos fortes (entre 12 e 15 m/s), a seguir inverno. O outono é a estação do ano com ventos mais fracos. Esse mesmo comportamento é observado na Boia de Santos para o período 2012-2017 (figura não apresentada). Com relação à direção desses ventos mais intensos, observa-se maior frequência de ventos no quadrante norte do que no quadrante sul, também para as três áreas, o que também é observado na Boia de Santos. Isso demonstra que os ventos de quadrante norte, que sopram antes da passagem dos sistemas transientes, são mais duradouros do que os ventos de quadrante sul que sopram durante e após a passagem desses sistemas.

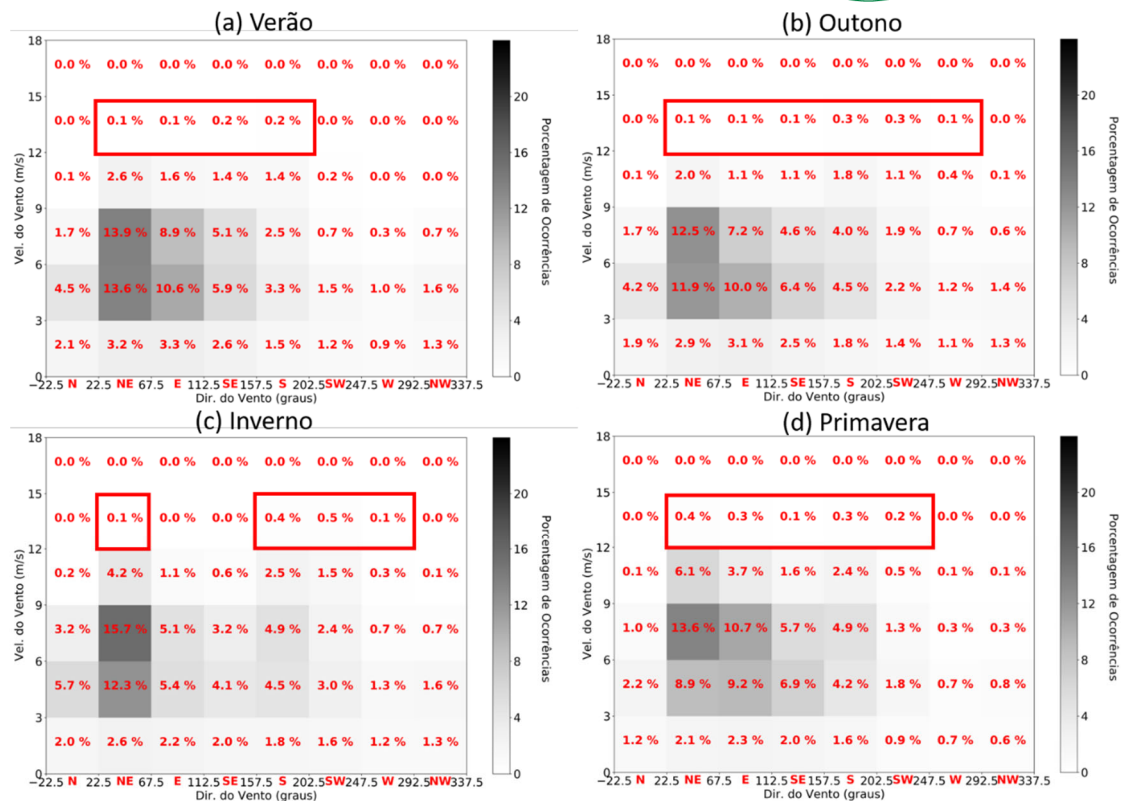


Figura I-19 - Frequência de ocorrência conjunta de intensidade (m.s⁻¹) por direção do vento para o ponto de grade do ERA5 representativo da Área Rasa no período 1991-2020, durante: (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera.

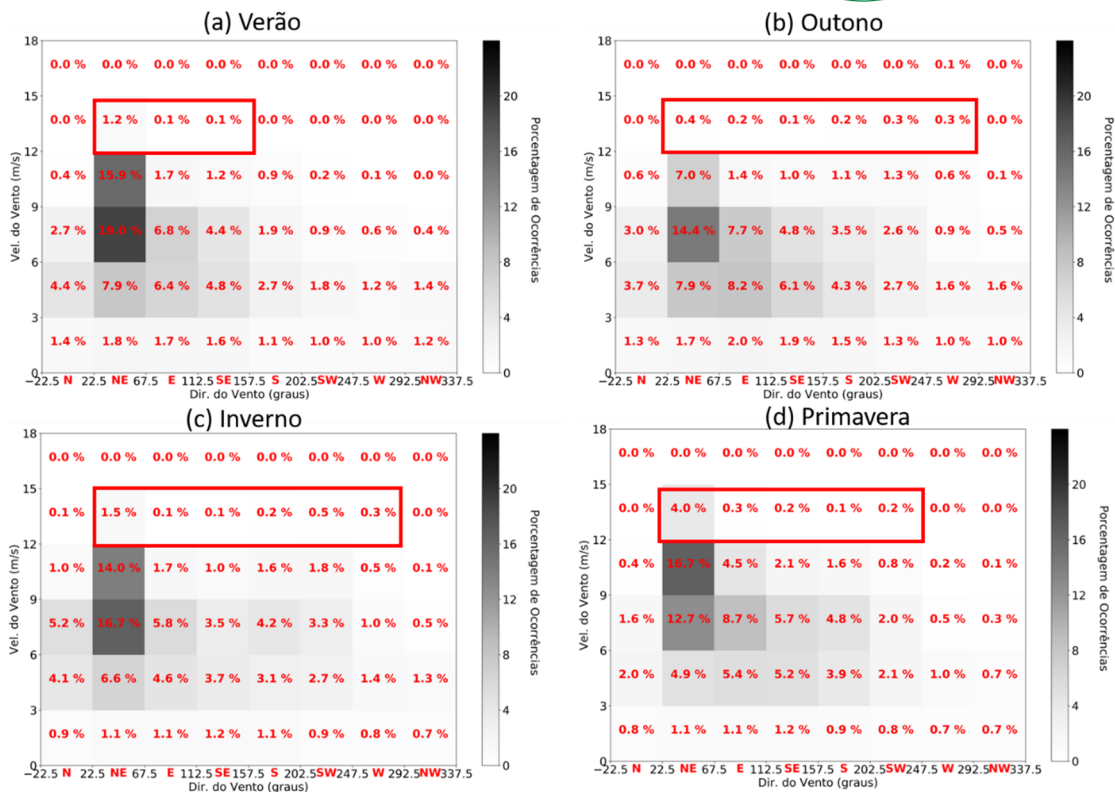


Figura I-20 - Frequência de ocorrência conjunta de intensidade (m/s) por direção do vento para o ponto de grade do ERA5 representativo da Área Profunda no período 1991-2020, durante: (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera.

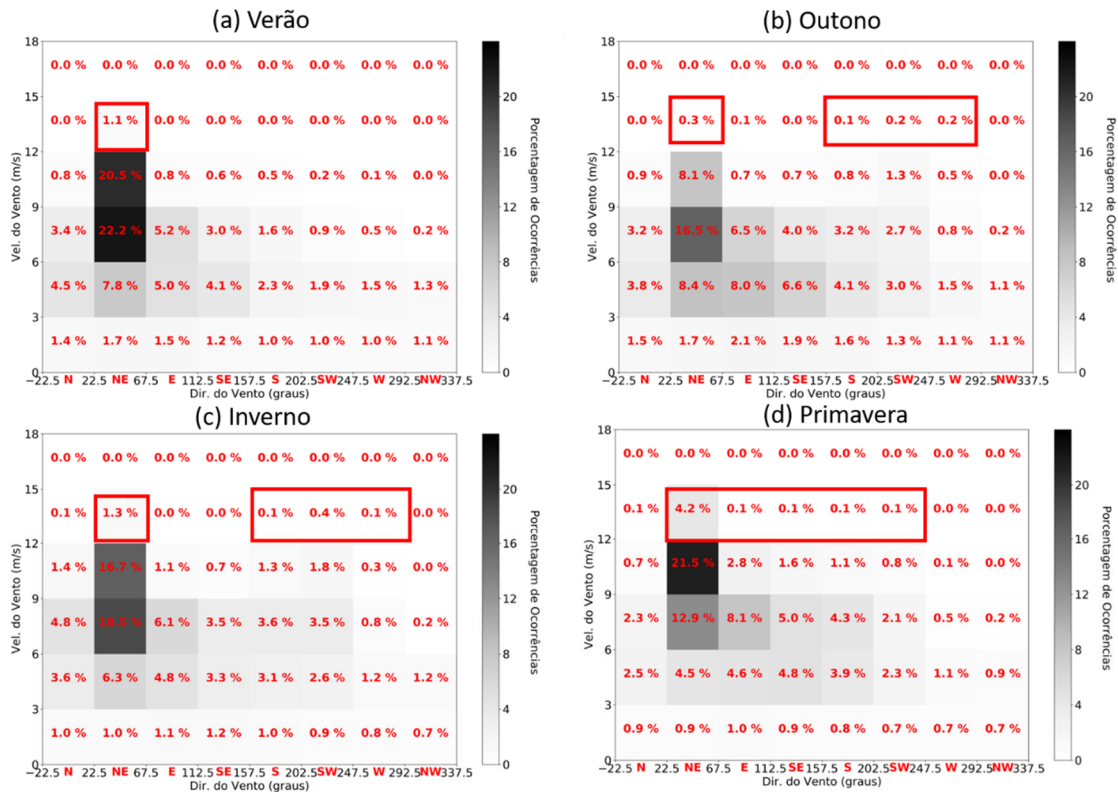


Figura I-21 - Frequência de ocorrência conjunta de intensidade (m/s) por direção do vento para o ponto de grade do ERA5 representativo da Área Cabo Frio no período 1991-2020, durante: (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera.

1.3.5 Precipitação

A Figura I-22 apresenta a climatologia mensal da precipitação (mm/mês), ou seja, valores mediados sobre as três áreas da BS, elaborada com 20 anos de dados (01/01/2001 a 31/12/2020) do MERGE (Rozante et al. 2020). Nessa figura as cores frias indicam valores maiores de precipitação e as cores quentes valores menores. A climatologia da precipitação sobre os trópicos e subtropicais da América do Sul apresenta um ciclo anual regular. De acordo com Carvalho & Jones (2009), o início da estação chuvosa sobre boa parte do Centro-Oeste e Sudeste do Brasil ocorre, em média, na segunda quinzena de outubro, atingindo seu máximo entre dezembro e fevereiro. O pico da estação chuvosa sobre o Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, quando as chuvas mais intensas e frequentes acontecem, é observado entre dezembro e fevereiro. Isso ocorre pois no verão, com a área continental mais aquecida, maior teor de

umidade e o afastamento do centro do ASAS da região continental, observa-se redução da pressão atmosférica e maior tempo de permanência dos sistemas transientes. Dessa forma, os sistemas frontais que penetram na América do Sul, conseguem promover a intensificação da convecção no interior do continente e assim, a banda de precipitação que acompanha os sistemas frontais, muitas vezes associados aos ciclones extratropicais no Atlântico, estende-se desde o continente até o oceano. Acompanhando o ciclo anual da chuva, observa-se uma das características mais marcantes do clima tropical da América do Sul durante o verão: a presença de uma banda de nebulosidade e chuvas com orientação noroeste-sudeste, que se estende desde a Amazônia até o Sudeste do Brasil e, frequentemente, sobre o oceano Atlântico Subtropical (Carvalho & Jones 2009). Convencionou-se chamar de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) essa característica climatológica, pois está associada a um escoamento convergente de umidade na baixa troposfera. Em meados de março e começo de abril a atividade convectiva profunda se enfraquece sobre a região tropical (Carvalho & Jones 2009). No inverno, com a região continental mais fria, menor teor de umidade e a atuação do ASAS sobre grande parte da área continental, os sistemas frontais que chegam nas regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil não são capazes de gerar muita chuva. Assim, a precipitação é drasticamente reduzida em ambas as regiões nos meses de junho, julho e agosto. Contudo, na Região Sul do Brasil a precipitação não é suprimida e portanto, as chuvas ocorrem de forma regular durante todo o ano.

Através da análise da Figura I-22 fica evidente a distribuição espacial heterogênea da chuva sobre a BS, onde a região sul da bacia acompanha o regime de precipitação característico do Sul do Brasil, com valores elevados durante a maior parte do ano, enquanto a parte norte apresenta valores menores, típicos da Região Sudeste, com uma estação chuvosa (seca) bem definida durante o verão (inverno). É interessante observar que nos meses de dezembro e janeiro, a faixa de precipitação característica da ZCAS, é interrompida sobre o norte da BS, o que também se observa na Reanálise ERA5 de novembro a março (figuras não apresentadas).

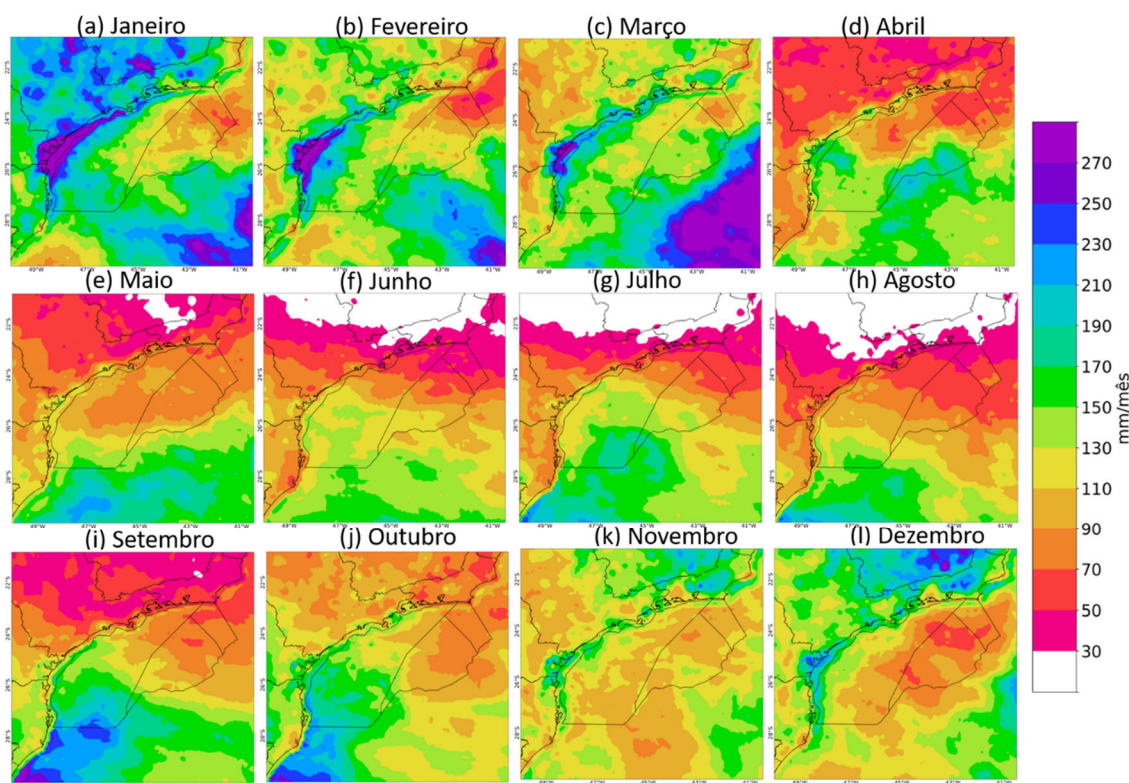


Figura I-22 – Climatologia mensal da precipitação (mm.mês^{-1}) para o período 2001-2020, elaborada a partir dos dados MERGE para: a) janeiro; b) fevereiro; c) março; d) abril; e) maio; f) junho; g) julho; h) agosto; i) setembro; j) outubro; k) novembro e l) dezembro.

Observando o ciclo anual da precipitação (Figura I-23), nota-se que a região mais chuvosa é a Área Rasa, já que ela se estende até latitudes mais ao sul, onde a chuva é bem distribuída ao longo do ano. A Área Cabo Frio, localizada mais ao norte, exibe um clima bem mais seco, principalmente no inverno, com acumulados que chegam a 50,8 mm em junho. A Área Profunda apresenta maior total pluviométrico em março e abril, ultrapassando nesse último mês (136,7 mm em abril) os acumulados nas duas outras áreas. Levando-se em consideração as Áreas Rasa e Profunda da BS, nota-se que a queda da precipitação em agosto, relativamente aos meses de julho e setembro é bem acentuada. Isso ocorre pois apenas em agosto a chuva é reduzida tanto no norte quanto no sul da BS. Observa-se também uma redução da precipitação em fevereiro, mais evidente na Área Cabo Frio, o que pode ser explicado por dois motivos: Como o mês de fevereiro é mais curto do que os demais, os

acumulados de chuva nesse mês são menores. Contudo, em março com a temperatura e umidade ainda elevados, a penetração dos primeiros sistemas frontais intensos sobre o continente, promovem o aumento da precipitação na área em estudo (Escobar, de Almeida Marques & Dereczynski 2022).

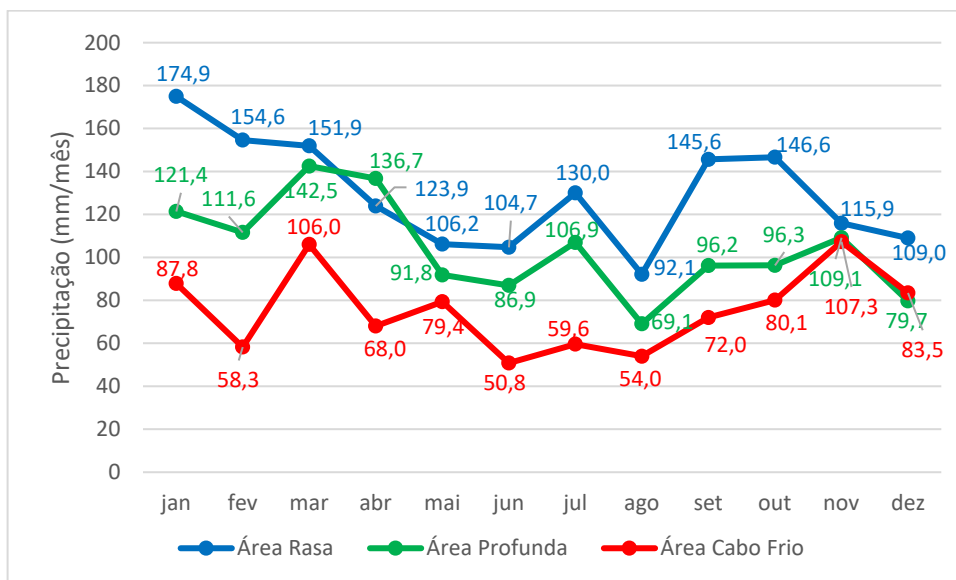


Figura I-23 - Ciclo anual da precipitação (mm/mês) sobre a Bacia de Santos, considerando valores médios nas áreas: Rasa (linha azul), Profunda (linha verde) e Cabo Frio (linha vermelha), elaborado a partir dos dados do MERGE para o período 2001-2020.

1.4 Sistemas Meteorológicos que Atuam na Bacia de Santos

A América do Sul é afetada pela passagem e desenvolvimento de diferentes sistemas atmosféricos que moldam o tempo e o clima na região continental e também no oceano adjacente. Entretanto, uma vez que o continente ocupa uma ampla faixa de latitudes, esses sistemas atuam de forma heterogênea sobre o continente e também na sua costa. Diversos desses sistemas são capazes de influenciar significativamente às condições de tempo e clima da região da BS, modulando os padrões de temperatura, umidade e vento em toda essa área. Os principais sistemas atmosféricos, em escala sinótica e em mesoescala, que podem atuar e se deslocar sobre o Atlântico Sul são: o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), os sistemas frontais (SFs), os ciclones extratropicais e subtropicais, os vórtices desprendidos (*Cut off lows* - COLs), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs), como por exemplo, as linhas de instabilidade.

Pelo fato desses sistemas meteorológicos modularem de forma significativa a circulação da região em estudo e afetarem bastante o padrão de ventos, muitas vezes fortes, deve-se dar uma atenção especial ao entendimento da forma como os fenômenos atuam sobre a região do Atlântico Sul, em especial, próximo à costa das Regiões Sul e Sudeste do Brasil. A seguir são descritos detalhadamente esses principais sistemas meteorológicos que exercem influência no tempo e clima da região da BS, incluindo algumas das variações sazonais e interanuais conhecidas.

1.4.1 Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul

Existem dois tipos de anticiclones: migratórios e semi-permanentes. Sistemas de alta pressão atuam de forma marcante no oceano Atlântico Sul, influenciando significativamente os padrões de temperatura, vento, umidade, entre outros. Após a passagem de um SF sobre as Regiões Sul e Sudeste, incluindo a BS, o sistema de alta pressão migratório, originalmente frio e seco,

passa a atuar ocasionando ventos de forte componente sul e queda de temperatura. Após essa etapa, o centro de alta pressão migratório continua sua evolução, deslocando-se para latitudes mais baixas, até que suas características originalmente frias e secas são modificadas gradativamente, sofrendo aquecimento e aumentando a umidade, a ponto de que ele passe a se confundir e, finalmente, se unir com o anticiclone semi-permanente localizado no Atlântico Sul, chamado de ASAS.

O ASAS é uma das principais características da circulação atmosférica do Atlântico Sul, identificada por uma circulação anticiclônica (anti-horária), subsidência e divergência nos níveis baixos da atmosfera (He et al. 2017). Os principais mecanismos de formação do ASAS podem ser listados a seguir: i) Subsidência do lado polar da célula de Hadley (Namias 1972); ii) Interação oceano-atmosfera (Seager et al. 2003); iii) Subsidência sobre o oceano causada pela monção da América do Sul durante o verão (Chen, Hoerling & Dole 2001; Liu, Wu & Ren 2004; Rodwell & Hoskins 1996, 2001); iv) Efeito das teleconexões da Monção da América do Norte (Ji et al. 2014; Kosaka & Nakamura 2010; Lee et al. 2013).

Reboita et al. (2019) apresentaram uma revisão da literatura sobre o ASAS, descrevendo os mecanismos citados acima. Diversos autores apresentaram a climatologia do posicionamento e intensidade do ASAS (Hastenrath 1991; Mächel, Kapala & Flohn 1998; Reboita et al. 2019; Sun, Cook & Vizy 2017).

Sun, Cook & Vizy (2017) usaram duas reanálises (JRA-55 e Era-Interim) para estudar a climatologia do ASAS, durante o período 1979-2015. Eles encontraram que o ASAS fica confinado no Atlântico Sul durante o verão. Durante o outono, o anticiclone enfraquece e se estende em direção aos continentes adjacentes. Em maio e junho, o ASAS apresenta uma súbita intensificação e mantém-se intenso durante o inverno. Na primavera, ele enfraquece e retrai para o oceano novamente. Entre maio e setembro, quando a temperatura sobre o sul da África está mais fria que o Atlântico adjacente, o ASAS se conecta com a Alta Subtropical do Índico Sul. Com relação à intensidade, os autores encontraram que o ASAS apresenta dois picos, um em fevereiro e outro mais intenso em julho. As estações de transição apresentam

valores mais baixos. Esse trabalho também apresentou o deslocamento do ASAS ao longo do ano. Ele se posiciona mais próximo do equador (polo) no inverno (verão), flutuando em torno de 6° de latitude durante o ciclo anual. Com relação a longitude, o ASAS varia em torno de 14°W, posicionando-se mais a leste durante o outono (março-abril) e primavera (outubro-novembro) e mais a oeste durante o inverno. A Seção I.3.1 mostra a climatologia da PNMM com a Reanálise ERA5, discutindo a sazonalidade do ASAS.

Reboita et al. (2019) apresentam uma interessante revisão da literatura sobre o ASAS, incluindo sua intensidade e posição, os mecanismos que promovem sua manutenção e sua influência no tempo e no clima do Brasil. Na Figura 2 desse artigo, encontram-se as climatologias sazonais da posição da isóbara de 1018 hPa em duas reanálises do ECMWF para o período 1979-2005: ERA-Interim (Dee et al. 2011) e ERA-20C (Poli et al. 2016). A Figura 2 de Reboita et al. (2019) foi reproduzida neste trabalho para a Reanálise ERA5, considerando a climatologia 1991-2020 (Figura I-24). Em ambas as figuras e nas três reanálises fica claro o domínio do centro do ASAS sobre o leste do Brasil durante o inverno, sua retração e deslocamento para leste a partir da primavera, atingindo sua posição mais a leste e menor área no verão. Observa-se na Figura I-24 que, sobre o Oceano Atlântico e América do Sul, as posições das isóbaras de 1018 hPa, representando o domínio do ASAS, exibem sua maior extensão no inverno (linha azul) e menor no verão (linha laranja). Nas estações intermediárias, primavera (linha rosa) e outono (linha preta), as isóbaras de 1018 hPa ocupam posições muito próximas, sendo que na primavera o anticiclone está fechado e no outono a parte sudeste encontra-se aberta, deslocada para sul (em relação à primavera) e adentrando o continente africano. Finalmente, a posição média anual da isóbara de 1018 hPa (linha verde) é similar às estações intermediárias, contudo, ligeiramente mais próxima da posição de verão (com relação ao que ocorre na primavera e outono). Na Figura I-24 observa-se também o domínio do Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) e os elevados valores de PNMM sobre a Cordilheira dos Andes nas quatro estações do ano.

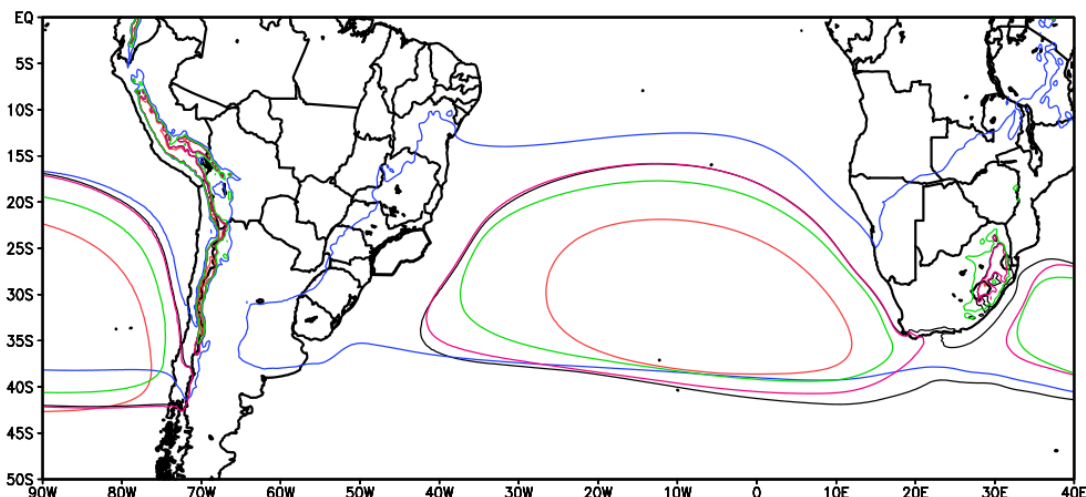


Figura I-24 - Climatologias sazonal e anual da posição da isóbara de 1018 hPa no clima presente (1991-2010) a partir do ERA5. Linha azul: inverno; linha rosa: primavera; linha laranja: verão; linha preta: outono e linha verde: anual.

O ASAS também apresenta uma grande variabilidade interanual (Degola 2013; Sun, Cook & Vizy 2017). Segundo Sun, Cook & Vizy (2017), o ASAS tende a se deslocar mais para sul durante anos de La Niña, quando o Modo Anular Sul (*Southern Annular Mode* - SAM) está na sua fase positiva e vice-versa. O SAM é o principal modo de variabilidade atmosférica na região extratropical do Hemisfério Sul. É caracterizado por uma “gangorra” Norte – Sul (N-S) de massa atmosférica entre as regiões polares e de latitudes médias (Fogt & Marshall 2020; Thompson & Wallace 2000).

O posicionamento do ASAS afeta diretamente as condições atmosféricas sobre o continente sul-americano. Gilliland & Keim (2018) mostraram que, quando o ASAS se desloca para norte, a intensidade do vento aumenta (diminui) no nordeste (sul) do Brasil. Quando o ASAS está mais deslocado para oeste (leste) de sua posição climatológica, os ventos sobre o continente são mais (menos) intensos. Os modelos climáticos representam relativamente bem as características do ASAS (Reboita et al. 2019). Reboita et al. (2019) avaliaram as projeções futuras para o cenário *Representative Concentration Pathway* (RCP) 8.5 com três modelos climáticos (HadGEM2-ES, GFDL-ESM2M e MPI-ESM-MR). Eles indicaram uma ligeira expansão para sul do

ASAS, associada à amplificação da célula de Hadley. Os modelos também apresentam uma pressão central do ASAS similar ou levemente mais intensa nas projeções futuras, comparado ao clima presente. Zilli, Carvalho & Lintner (2019) também identificaram essa expansão do ASAS para sul, porém comparando três diferentes períodos entre 1979 e 2014.

Gilliland & Keim (2018) analisaram dados de ventos à superfície sobre o Atlântico Sul, provenientes de três reanálises no período 1980-2014. Os autores demonstram como a localização do ASAS afeta a anomalia da intensidade do vento sobre o Atlântico Sul e sobre o Brasil. Analisando anomalias das intensidades médias dos ventos baseado na posição do centro do ASAS em diferentes localizações no Brasil, os autores mostraram que ventos mais fortes do que o normal são tipicamente observados no sul e no sudeste do Brasil quando o centro do ASAS está localizado a norte e a oeste de sua posição média na Bacia do Atlântico Sul. Tal padrão espacial do vento se reverte quando o ASAS está posicionado a sul e a leste de sua posição normal.

1.4.2 Sistemas Frontais

Segundo Bjerknes (1919), uma frente é a zona de transição entre duas massas de ar com características físicas distintas e fortes gradientes de temperatura e umidade, o que é atualmente chamada de zona frontal. Mais recentemente, a literatura passou a definir a frente como sendo a intersecção da superfície frontal com o nível da superfície ou qualquer outro nível, e é esta intersecção que é representada nas cartas sinóticas de superfície ou altitude (Oliveira, Vianello & Ferreira 2001; Vianello & Alves 1991). Um sistema frontal clássico é composto por uma frente fria, uma frente quente e um centro de baixa pressão em superfície, denominado ciclone (Bjerknes 1919). Uma frente típica que evolui sobre a América do Sul (Figura I-25) tem uma configuração atmosférica constituída da presença do ASAS em sua dianteira (linha pontilhada vermelha) e um sistema de alta pressão frio, também conhecido como “Alta Migratória Fria” em sua retaguarda (linha pontilhada na cor azul

claro, denotada pela sigla AF – Alta Fria), avançando em direção ao ASAS. Entre os dois sistemas de alta pressão, encontram-se regiões de pressões mais baixas, com a presença da frente fria (linha azul escura com triângulos em sua borda), e de um ciclone extratropical na retaguarda (denotado pela letra B) na região de oclusão do sistema frontal (linha lilás).

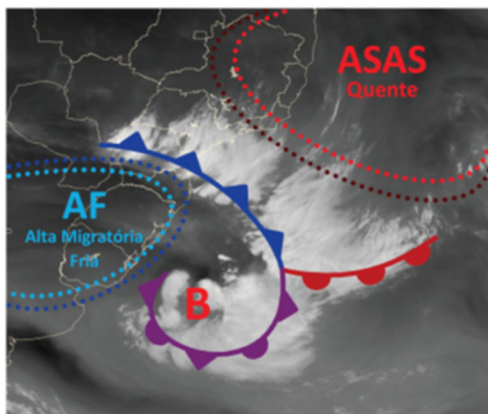


Figura I-25 - Modelo conceitual de uma frente fria evoluindo na América do Sul.

Fonte: (Dereczynski & Menezes 2016).

Os sistemas frontais são de grande importância devido ao fato de provocarem mudanças significativas no tempo, incluindo chuvas intensas e ventos fortes. As frentes frias, onde a massa de ar frio desloca a massa de ar quente na superfície, são facilmente identificadas em imagens de satélite. Elas atuam durante todo o ano sobre a América do Sul e geralmente se deslocam de sudoeste para nordeste sobre o continente e Oceano Atlântico adjacente (Andrade 2005; Oliveira 1986). Andrade (2005) avaliou a climatologia das frentes frias em diversas regiões da América do Sul (Figura I-26). Seus resultados mostraram que a frequência de frentes frias diminui em direção ao equador. Para as Regiões Sul e Sudeste (Áreas 4, 5, 6 e 7), a menor frequência de frentes ocorre durante o verão, aumentando gradativamente até um máximo na primavera. Esses resultados são similares aos de Pampuch & Ambrizzi (2016). Considerando apenas as áreas próximas à BS (Áreas 4 e 6 – ver Tabela I.3), ocorrem em média durante o ano: 12 frentes no verão, 14,5 no outono, 14 no inverno e 15,5 na primavera e 56 durante o ano. As frentes associadas aos maiores acumulados de precipitação nessas regiões ocorrem na primavera e verão (Andrade & Cavalcanti 2018). Em relação a intensidade

e comprimento das frentes, Simmonds, Keay & Tristram Bye (2012), avaliando todo o hemisfério sul, mostraram que os maiores valores de ambas as características das frentes são maiores no inverno, quando comparadas ao verão (eles não avaliaram as estações de transição). Magalhães da Silva (2021) comparou as condições sinóticas associadas à passagem de sistemas frontais que ocasionaram ventos intensos e ventos moderados na BS. Foi encontrado para os casos de vento intenso: i) um forte gradiente de pressão sobre a BS; ii) um cavado baroclínico em médios e altos níveis que alcança a região da BS, e localiza-se a oeste do sistema em superfície; iii) forte gradiente de espessura na camada entre 1000 e 500 hPa e de temperatura do ponto de orvalho (T_d) sobre o continente, alcançando a região da BS, indicando a posição do sistema frontal e iv) avanço de uma massa de ar mais fria e seca sobre o sul do Brasil. Em grande escala, foi observada a influência de ondas de Rossby iniciadas no Oceano Pacífico Sul para casos de ventos intensos e moderados (ondas número 2 - duas cristas e dois cavados - para ventos intensos e ondas números 2 e 3 para ventos moderados).

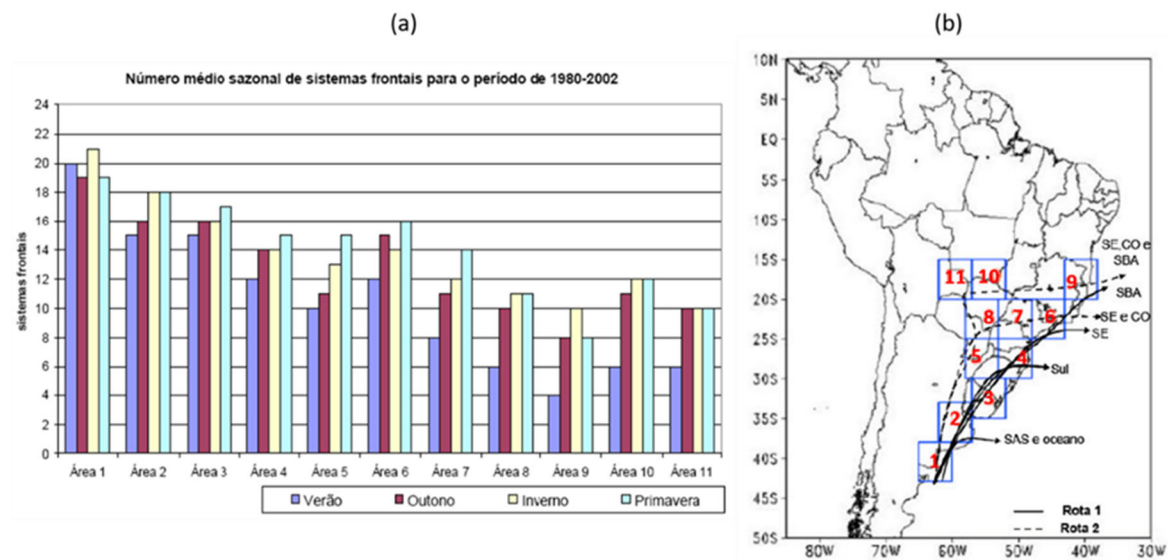


Figura 1-26 - (a) Frequência média de frentes frias por estação do ano para o período de 1980-2002 em cada uma das áreas descritas em (b). Fonte: (Andrade 2005).

Tabela I.3 - Frequência de ocorrência de sistemas frontais por estação do ano e total anual nas Áreas 4 e 6 de (Andrade 2005).

Estação	Número de sistemas frontais	
	Área 4	Área 6
Verão	12	12
Outono	14	15
Inverno	14	14
Primavera	15	16
Ano	55	57

Uma climatologia das frentes frias na região da BS foi realizada utilizando médias diárias de saídas horárias de variáveis provenientes da Reanálise ERA5, para o período 1991-2020. As seguintes variáveis foram utilizadas: PNMM e temperatura do ar e componente meridional do vento em 925 hPa. Aplicou-se a metodologia proposta por Andrade (2005), que considera a média em uma área das variáveis descritas acima. A média numa área garante que o sistema detectado é de maior escala (frente fria) e não uma variação local. Essa metodologia é utilizada em diversos trabalhos (e.g., Caldas et al. 2020). Para contabilizar a passagem das frentes frias, foi avaliado se no intervalo de um dia para o outro, considerando a média dos pontos da área analisada, ocorreria: i) queda na temperatura do ar em 925 hPa; ii) aumento na PNMM e iii) componente meridional do vento em 925 hPa positiva. Essa metodologia foi aplicada para as três áreas da BS: Área Rasa, Área Profunda e Área Cabo Frio, apresentadas na Figura I-1 e também média para a área total da BS. Ressalta-se que quando é realizada a média das variáveis citadas acima para toda a área da BS, as mudanças dessas variáveis tendem a ser mais suavizadas, de forma que o total de frentes detectadas na área total da bacia não necessariamente será igual ao total de frentes detectadas na área com maior frequência de frentes.

Os resultados da contabilização das frentes frias mostraram pouca diferença entre as subáreas (Área Rasa, Área Profunda e Cabo Frio) e a Área Total da BS, com valores ligeiramente maiores (menores) na Área Rasa (Cabo Frio) em todas as estações e também no total anual (Figura I.25). A menor frequência de sistemas frontais na BS ocorre no verão (10), aumentando no outono (12) e inverno (13) até chegar a um máximo na primavera (14), totalizando-se 49 sistemas no ano. Esse resultado é ligeiramente inferior ao calculado por Andrade (2005) para as Áreas 4 e 6, que são as áreas continentais usadas nesse trabalho mais próximas das áreas da BS (ver Tabela I.3).

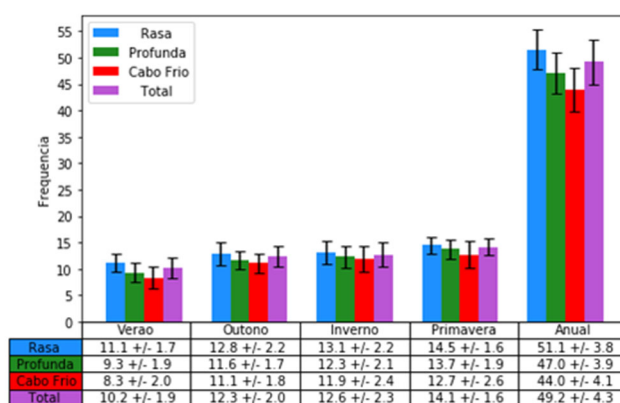


Figura I-27 - Frequência e desvios-padrão do número de frentes frias na BS por estação do ano. Os valores são apresentados para a bacia como um todo (Total) e também para as Áreas Rasa, Profunda e Cabo Frio. Climatologia obtida a partir dos dados da Reanálise ERA5 para o período de 1991-2020.

O total anual médio na BS é de 49,2 frentes e sua variabilidade interanual, não é tão elevada (Figura I-28). Contudo, destacam-se os anos de 2001 e 1997, com apenas 40 e 43 frentes, respectivamente, e os anos de 2003 e 2009, com ocorrência de 58 e 59 frentes, respectivamente (Figura I-28).

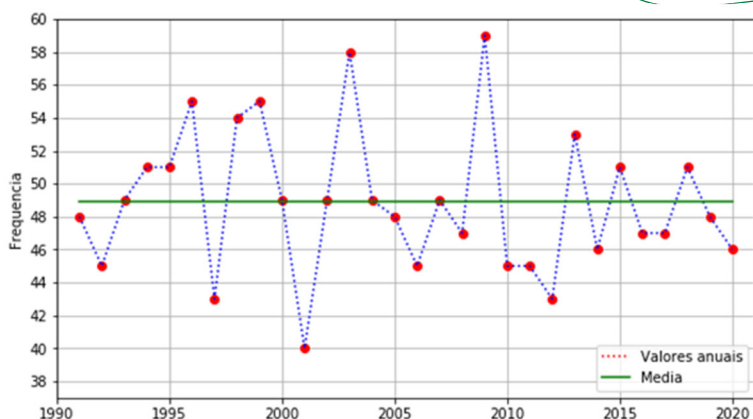


Figura I-28 - Frequência de frentes frias por ano na BS. Valores apresentados para a área total da BS. Climatologia obtida a partir dos dados da Reanálise ERA5 para o período 1991-2020.

Cavalcanti & Kousky (2009) estudaram a passagem de sistemas frontais sobre diversos aspectos, utilizando-se dos dados associados aos 50 casos mais intensos entre os anos de 1979 e 2005. Dos compostos desses 50 casos foi possível extrair uma série de informações a respeito do comportamento de algumas variáveis atmosféricas ao longo de uma passagem de sistema frontal sobre essas regiões do Brasil, incluindo o Atlântico Sul. Tais resultados foram compilados e organizados em forma de figuras, como a Figura I-29, que apresenta as variáveis vetor vento à superfície e anomalia de temperatura em 925 hPa. No momento inicial da formação do sistema frontal, (tempo “t-1”), o escoamento sobre a região continental ao sul do Brasil encontra-se de Norte, confluindo sobre o oceano com um escoamento de sudoeste vindo da porção sul da Argentina. No momento em que a frente se organiza (tempo “t”), a presença do ASAS pode ser percebida claramente na dianteira do sistema, e as configurações nos campos de vento em superfície e anomalias de temperatura em 925 hPa são consistentes com uma frente fria localizada na região central da Argentina, se estendendo até o Atlântico Sul. Nesse momento a confluência sobre o oceano aparece de forma mais marcante, com um escoamento intenso de noroeste proveniente da Região Sul do Brasil encontrando o mesmo escoamento de sudoeste vindo da Argentina, porém a confluência encontra-se deslocada para nordeste de sua posição anterior. Quando o sistema frontal chega ao sul do Brasil (tempo “t+1”), o escoamento

de sudoeste encontra-se cada vez mais deslocado para Norte, já atingindo a porção continental da Região Sul Brasileira e a BS, e já existe uma marcante convergência de escoamento sobre a Região Sudeste. Nesse mesmo momento também pode-se observar a alta migratória fria muito bem configurada na retaguarda da posição da frente (círculo azul), e que se desloca para nordeste, acompanhando a frente fria. Nos tempos subsequentes (“t+2” e “t+3”) o sistema frontal continua a evoluir, atingindo a Região Sudeste e fazendo com que os ventos sobre essa região girem, e adquiram a direção sudoeste. Tal padrão de ventos já é capaz de promover advecção fria e ocasionar queda significativa das temperaturas em toda Regiões Sul e Sudeste do Brasil, incluindo oceanos e áreas costeiras adjacentes. Além da queda de temperatura, tais ventos, quando intensos, são capazes de produzir transtornos nas áreas onde atingem.

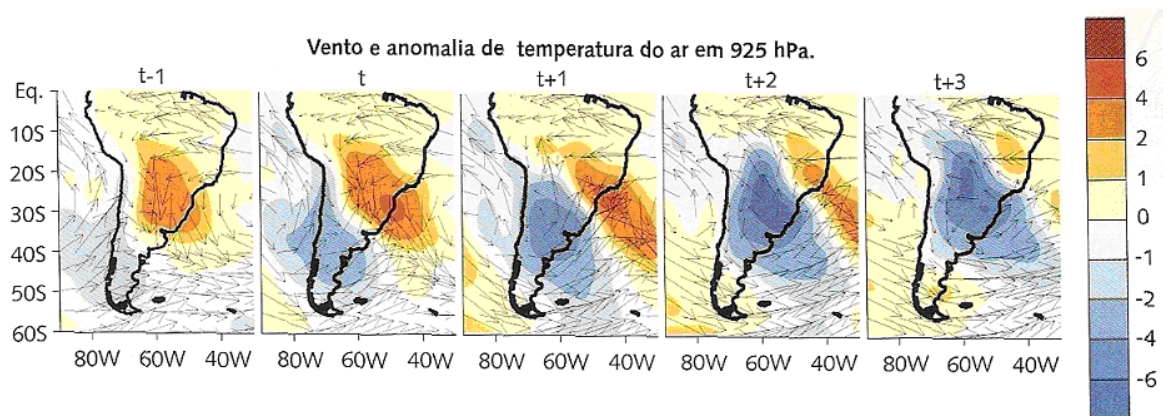


Figura 1-29 – Evolução diária dos compostos, do tempo t-1 ao tempo t+3 do vetor vento em superfície e anomalias de temperatura em 925 hPa, para as 50 frentes frias mais fortes que atingiram as regiões Sul e Sudeste do Brasil entre 1979 e 2005. Fonte: Cavalcanti & Kousky (2009).

Andrade & Cavalcanti (2018) avaliaram as características dos sistemas frontais que causam pouca chuva e muita chuva na Região Sudeste. Os casos chuvosos são associados ao sistema mais próximo ao continente e uma alta migratória pós-frontal mais intensa que nos casos com pouca chuva. Os casos chuvosos também são associados a um intenso fluxo de umidade vindo de noroeste e do ASAS, promovendo uma forte convergência de umidade sobre

a Região Sudeste. Nos níveis altos, os casos chuvosos (secos) apresentam o cavado frontal amplificado sobre o continente (oceano), ambos os casos associados a trens de onda vindos do Pacífico. Esses trens de onda com posicionamentos diferentes podem estar associados com diferentes fases de padrões de teleconexões. Isso é ratificado por Andrade & Cavalcanti (2018), que também indicaram que o SAM e a Oscilação de Madden Julian (OMJ) possuíam fases opostas entre os casos chuvosos e com pouca chuva, com SAM positivo (negativo) nos casos chuvosos (secos). A OMJ é a principal controladora da variabilidade intrassazonal tropical, com um período de 30 a 60 dias. Seu comportamento é caracterizado por uma região de convecção intensificada que se propaga para o leste a partir do Oceano Índico tropical ocidental para o Pacífico tropical ocidental (Madden & Julian 1972). Com relação à OMJ, a convecção na Indonésia e o leste do Brasil possuem relações opostas. Nos casos chuvosos (secos), há menor (maior) convecção sobre a Indonésia.

O SAM também impacta na variabilidade da frequência de frentes na América do Sul. Reboita et al. (2009) mostraram que há uma maior frequência de frentes na região do sudeste da América do Sul, incluindo a região da BS, na fase negativa do SAM, principalmente no outono e inverno. Um estudo de Fedorova & Carvalho (2000) mostrou que a região do Uruguai e Rio Grande do Sul apresenta uma maior frequência de frentes frias durante anos de El Niño. Caldas et al. (2020) avaliaram a frequência de frentes frias na América do Sul nos anos com anomalias do gelo marinho antártico nos mares de Bellingshausen-Amundsen (MBA) e Weddel (MWD) em conjunto com a atuação das fases do SAM e do ENOS. Na região da BS, as máximas frequências ocorreram para o SAM negativo, El Niño e mínima extensão de gelo marinho no MBA e para SAM positivo, La Niña e máxima extensão de gelo marinho no MWD.

1.4.3 Ciclones

Os ciclones são centros de baixa pressão relativa com circulação ciclônica

- horária no Hemisfério Sul. Os ciclones extratropicais (tropicais) possuem um núcleo frio (quente) profundo e são assimétricos (simétricos) na sua fase madura. Já os ciclones subtropicais apresentam ambas as estruturas dos ciclones extratropicais e tropicais. Eles são assimétricos, porém não frontais, possuem um núcleo quente em baixos níveis e um núcleo frio em altos níveis (Hart 2003).

De acordo com Gan & Rao (1991) e Gan (1992), na região do continente sul-americano existem duas áreas preferenciais para a ocorrência de ciclogêneses (Figura I-30), que estão localizadas a leste da Cordilheira dos Andes: uma sobre o golfo de San Matias, na Argentina (aproximadamente $42,5^{\circ}\text{S}/62,5^{\circ}\text{W}$) e outro sobre o Uruguai (aproximadamente $32,5^{\circ}\text{S}/55^{\circ}\text{W}$). Apesar da ocorrência de ciclones ao longo de todo o ano, essas duas regiões possuem sazonalidades diferentes. O núcleo do Uruguai (Golfo de San Matias) apresenta uma maior quantidade de ciclones durante o inverno (verão). Uma estimativa preliminar da frequência anual de ciclones extratropicais na BS, de acordo com a Figura I-30, seria de aproximadamente entre 10 e 20 ciclones por ano. Contudo, é importante realçar que em Gan & Rao (1991) a contabilização do número de ciclones foi feita de forma subjetiva, através da análise de 10 anos de cartas de superfície do período de janeiro de 1979 a dezembro de 1988.

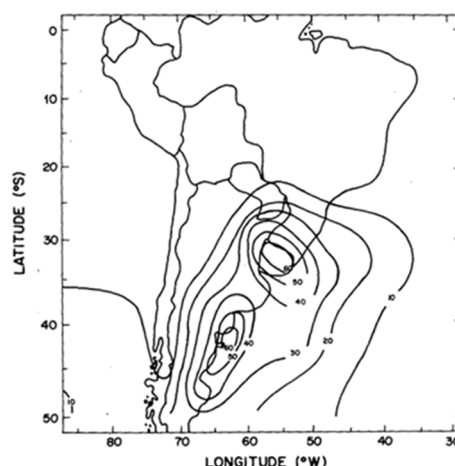


Figura I-30 – Distribuição anual de ciclogênese para América do Sul. Fonte: (Manoel Alonso Gan & Rao 1991).

Gramscianinov, Hodges & Camargo (2019), Reboita 2008 e Sinclair (1996), em estudos mais recentes, têm indicado a região leste do Sul/Sudeste do Brasil, ao norte de 30°S, sobre o oceano Atlântico, como outra área ciclogênica na América do Sul, destacada na Figura I-31 pelo quadrado preto. Essa terceira região possui maior frequência de ciclones durante o verão. Apesar disso, segundo Gan & Rao (1991), no total, a maior frequência de ciclogêneses sobre a América do Sul ocorre nos meses de inverno. Beu & Ambrizzi (2006) realizaram um estudo climatológico dos ciclones na América do Sul, utilizando um esquema numérico desenvolvido por Murray & Simmonds (1991a, 1991b) em 30 anos da Reanálise do NCEP/NCAR. Mesmo com uma climatologia mais completa e recente, seus resultados concordam com a maior frequência de ciclones durante o inverno, descrita por Gan e Rao (1991). Eles também mostraram que há uma redução significativa da frequência de ciclones do inverno para as demais estações. Além disso, no inverno, há um maior número de ciclones formando-se sobre o continente, passando pela Argentina, Uruguai ou Brasil e deslocando-se em seguida para o Oceano Atlântico. Gramscianinov, Hodges & Camargo (2019) sugeriram que as ciclogêneses ao norte de 35°S ocorrem principalmente devido à forçantes em baixos níveis, associadas ao transporte de umidade no verão, e está associado à forçantes em altos níveis no inverno, devido a um forte ambiente baroclínico.

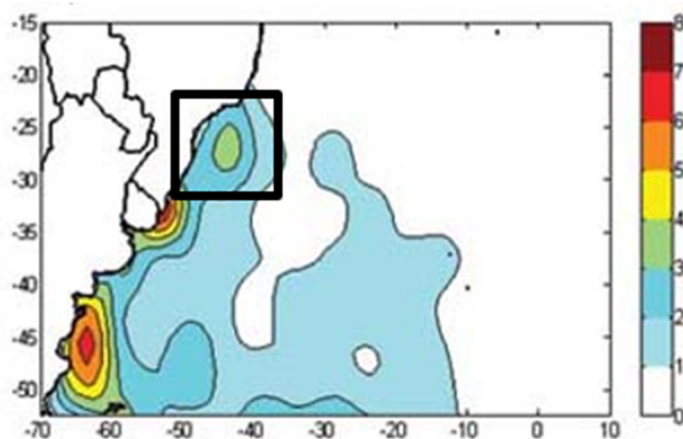


Figura I-31 – Densidade de ciclogêneses (10^{-4} km^{-2}) no período de verão nos anos de 1990 a 1999. Resultado de Reboita (2008), indicando zonas preferenciais para ciclogênese. O quadrado preto destaca uma nova faixa de latitudes, além das anteriormente destacadas por Gan & Rao (1991).

Especificamente sobre a BS, uma climatologia de ciclones (extratropicais e subtropicais) foi gerada usando saídas horárias da vorticidade relativa em 850 hPa da Reanálise ERA5, para o período 1991-2020. Para a identificação dos ciclones, utilizou-se um programa com método lagrangeano chamado TRACK. O TRACK (Hodges 1994) é projetado para ser executado em uma esfera, evitando a necessidade de usar projeções que possam introduzir bias, entretanto a identificação inicial do ciclone é realizada em uma projeção polar estereográfica para evitar bias gerados ao usar uma projeção latitude-longitude, particularmente em latitudes médias e altas. O rastreamento é aplicado com a vorticidade relativa em 850 hPa (cada 1 h) para identificar os ciclones. Os ciclones são inicialmente identificados como mínimos no campo de vorticidade relativa e depois refinados pela determinação dos locais fora da grade usando interpolação B-spline e minimização das quedas mais acentuadas, o que produz rastreamentos mais suaves. O TRACK identifica todos os pontos dos ciclones no conjunto de dados, para que eles sejam agrupados em “trilhas ciclônicas”. Primeiro, o algoritmo usa a técnica do vizinho mais próximo, que verifica o ponto mais próximo com as mesmas características e associa-o à trajetória. Além da identificação e rastreamento, o TRACK também usa limiares para remover sistemas estacionários que têm um tempo de vida menor que um intervalo de tempo (por exemplo, dois dias) e deslocamento menor que um intervalo em quilômetros (por exemplo, 500 km) (Hodges 1994, 1995, 1999). O TRACK também permite o cálculo de diversas estatísticas relativas ao rastreio dos ciclones, tais como: densidade de rastreamento e intensidade média dos ciclones para cada estação, onde a intensidade é medida pela vorticidade no centro do ciclone.

Assim como para os sistemas frontais, os resultados da frequência dos ciclones também foram obtidos para as Áreas Rasa, Profunda e Cabo Frio para a Área Total da BS. Os resultados mostram uma maior variação entre as Áreas da BS (Figura I-32), quando comparado com as frentes (Figura I-27), apresentando os maiores valores na Área Rasa, que se encontra mais a sul, a seguir na Área Profunda um pouco mais a norte e por último Cabo Frio. As

maiores (menores) frequências ocorrem no verão (inverno). Esse resultado está de acordo com trabalhos prévios (Gramcianinov, Hodges & Camargo 2019; Reboita, da Rocha, et al. 2010), que apontam uma região ciclogênica próximo ao litoral da Região Sudeste, com um máximo durante o verão. Nota-se que os desvios-padrão dos ciclones são altos, quando comparados aos valores médios. Na região da BS como um todo passam em torno de 10 ciclones por ano, sendo 3 no verão, 2 no inverno e 2,5 no outono e na primavera. A Figura I-33 mostra que há uma variabilidade interanual dos ciclones na BS. Destacam-se os anos de 1994, 2014, 2017 e 2018, com valores de apenas 6 ciclones cada, e os anos de 2010 e 2015, com 16 ciclones.

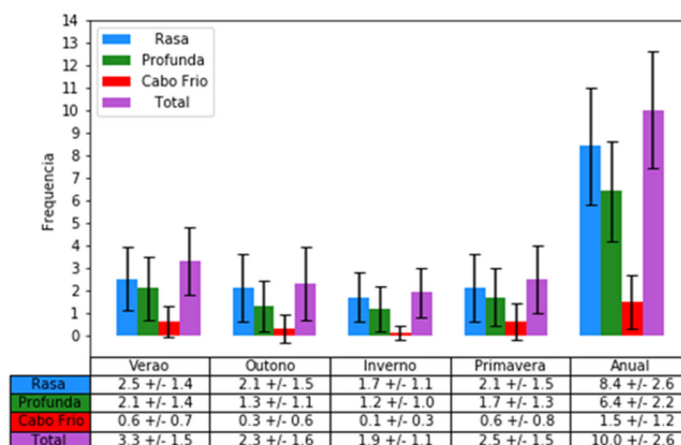


Figura I-32 - Frequência e desvios-padrão de ciclones na BS por estação do ano. Os valores são apresentados para a BS como um todo e também para as Áreas Rasa, Profunda e Cabo Frio. Climatologia obtida a partir dos dados da Reanálise ERA5 para o período de 1991-2020.

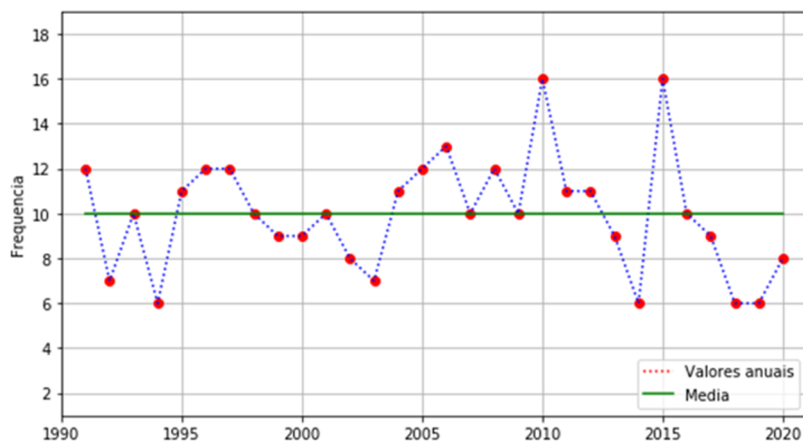


Figura I-33 - Frequência de ciclones por ano na BS. Valores apresentados para a área total da BS. Climatologia obtida a partir dos dados da Reanálise ERA5 para o período de 1991-2020.

A Figura I-34 mostra a densidade dos ciclones na América do Sul e oceanos adjacentes. Na região da BS, a maior frequência ocorre no verão, o que está de acordo com a frequência de ciclones apresentada na Figura I-32 e com os trabalhos de Gramcianinov, Hodges & Camargo (2019) e Reboita et al. (2010). Em relação a intensidade média dos ciclones (

Figura I-35), na BS as maiores ocorrem no verão e na primavera. O campo de densidade de rastreamento (Figura I-34) foi usado como máscara nas figuras de intensidade, para eliminar valores espúrios encontrados em latitudes baixas.

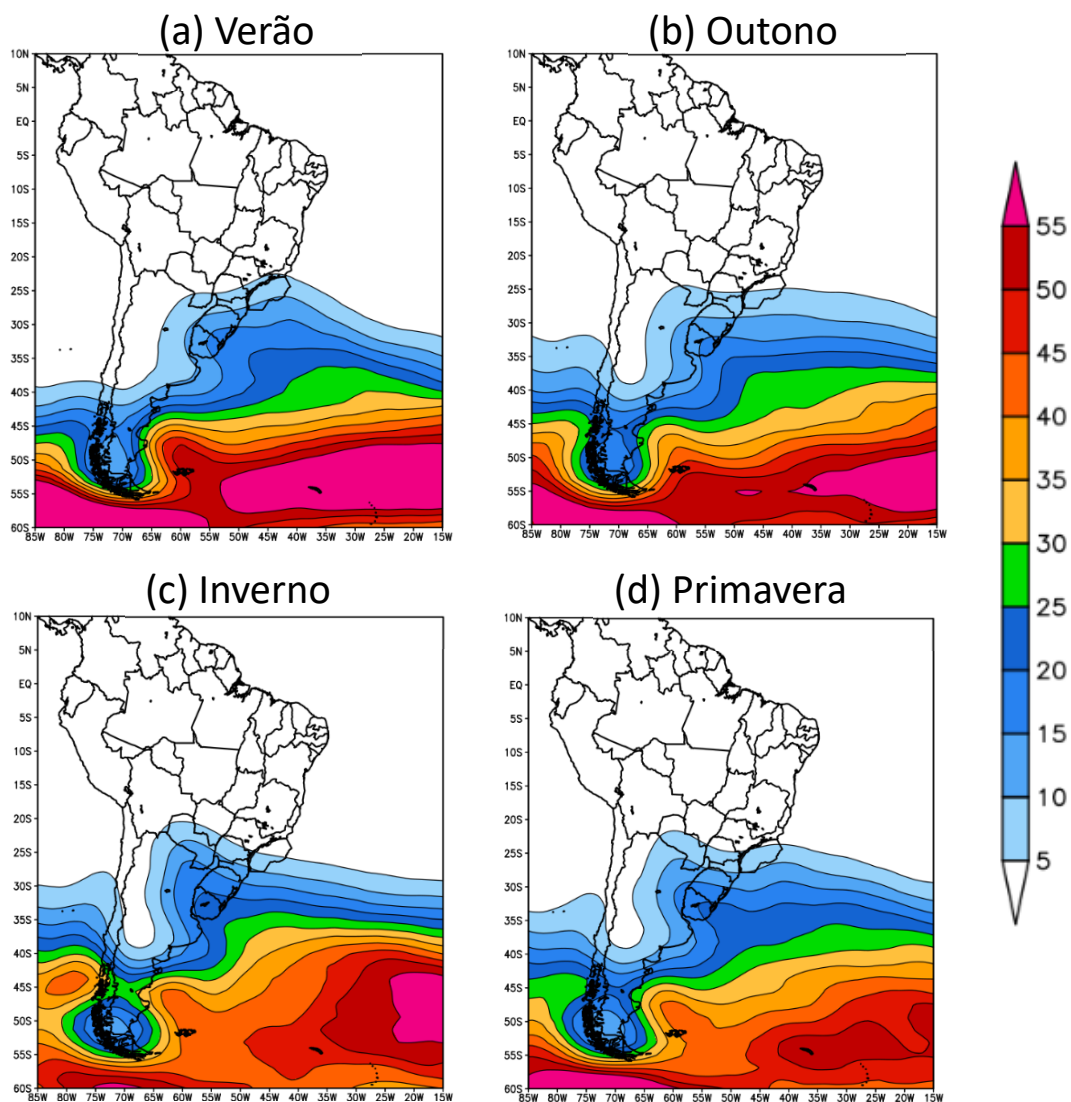


Figura I-34 – Densidade de rastreamento de ciclones: (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera. Climatologia obtida a partir dos dados da Reanálise ERA5 para o período 1991-2020. A unidade de densidade é ciclone por 10⁶ km² por mês.

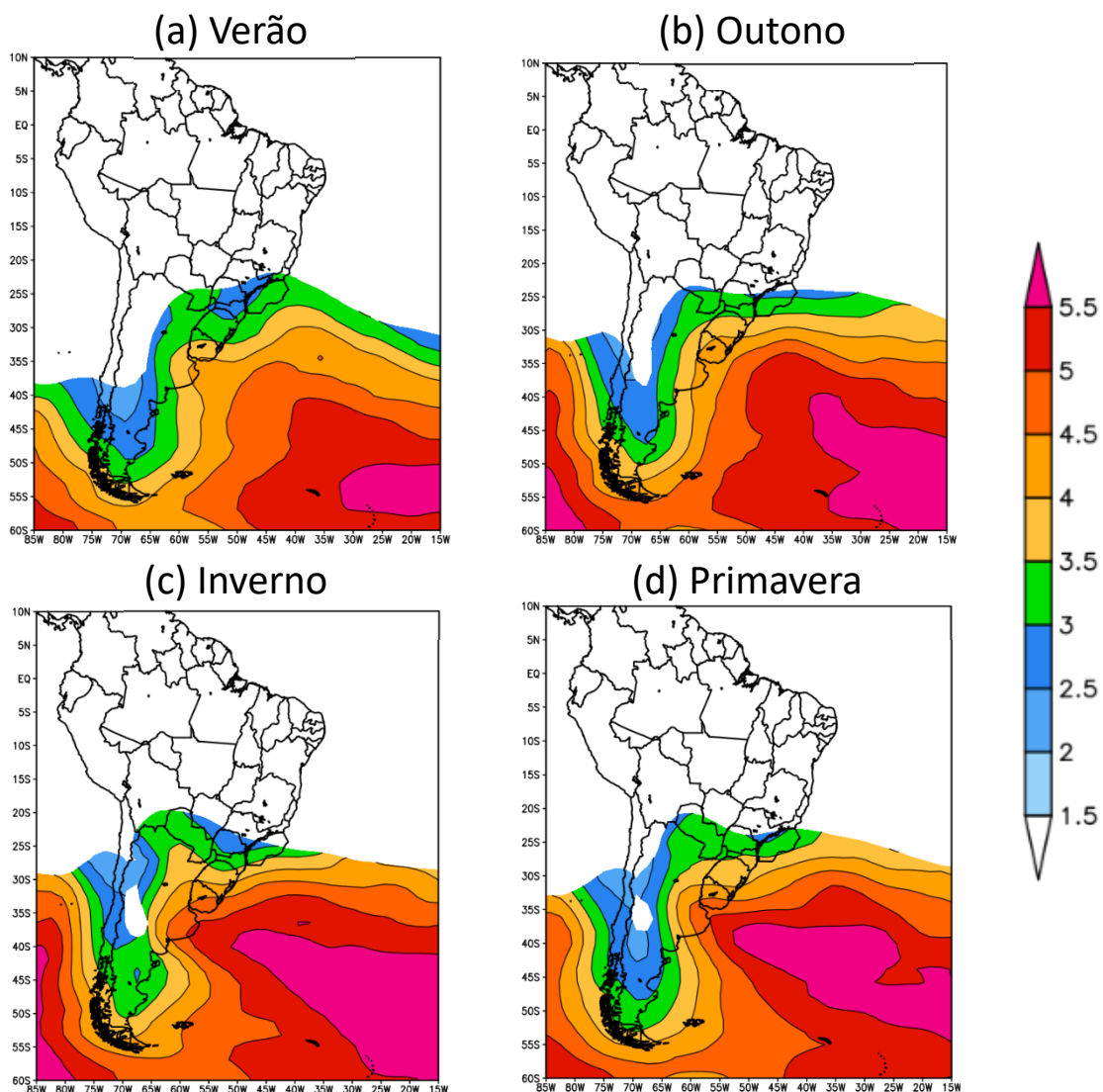


Figura I-35 – Intensidade média dos ciclones: (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera. Climatologia obtida a partir dos dados da Reanálise ERA5 para o período 1991-2020. A unidade da intensidade é $10^{-5} s^{-1}$. A densidade de ciclones foi utilizada como máscara.

A variabilidade na frequência dos ciclones vista na Figura I-33 pode ser explicada pela influência de padrões de mais baixa frequência, como por exemplo, o SAM (Reboita et al. 2009) e ENOS (Beu & Ambrizzi 2006; Manoel Alonso Gan & Rao 1991; Pezza et al. 2003). Reboita et al. (2009) mostraram que as ciclogêneses tendem a ocorrer em latitudes mais baixas nas fases negativa do SAM. Beu & Ambrizzi (2006) mostraram que em média o número

de ciclones em anos neutros é semelhante ao de anos de eventos ENOS. Em eventos de El Niño, apesar dos casos no inverno serem menos frequentes, nas outras estações há um aumento da frequência de ciclones. Com isso, não há uma redução tão brusca da frequência de ciclones no inverno para as outras estações do ano, como ocorre em anos neutros. Em anos de La Niña, foi verificado um pequeno aumento do número de ciclones na primavera e verão em relação aos anos neutros, enquanto o outono e inverno caracterizaram-se pela diminuição dos sistemas em relação aos anos neutros.

Esses ciclones, tanto em latitudes mais altas, como em latitudes mais baixas, têm se mostrado hábeis em produzir impactos significativos nas porções continentais e oceânicas das Regiões Sul e Sudeste do Brasil. Tais impactos são observados desde a produção de ventos intensos, até a geração de ondas de grande amplitude com ocorrências de ressacas na costa brasileira (Nascimento 2011).

Os ciclones são fenômenos normalmente associados com grandes gradientes de pressão e, conseqüentemente, com ventos intensos. É importante ressaltar que, quanto maior o gradiente de pressão associado a um sistema atmosférico, mais intensos serão os ventos associados a ele, e isso é explicado pela teoria geostrófica (Holton 2004). Nesse caso destacam-se os ciclones explosivos, também conhecidos como ciclones “bombas”. Os ciclones explosivos, formados pela combinação do processo baroclínico somado a outros mecanismos (Roebber 1984), se caracterizam pela rápida redução da pressão central e aumento na sua intensificação que, segundo Lim & Simmonds (2002), dificultam o prognóstico e podem causar sérias ameaças à vida humana e a propriedade em áreas próximas à costa ou de navegação.

Bitencourt, Fuentes & Cardoso (2013) apresentaram uma climatologia dos ciclones explosivos para a área ciclogênica da América do Sul. Seus resultados mostraram que: a maior (menor) frequência desses tipos de ciclones ocorre em julho (janeiro); que os ciclones explosivos não ocorrem ao norte de 27°S; em geral, iniciam sobre o oceano e possuem deslocamento para sudeste. Também se observou que os ciclones explosivos possuem uma velocidade de deslocamento maior e geram ventos médios de até 60% mais

intensos que os demais ciclones.

Em geral, modelos climáticos também conseguem representar os ciclones sobre o Atlântico Sul, apesar de haver discrepâncias entre os modelos e reanálises. Reboita et al. (2010) mostraram que o modelo regional climático RegCM3 apresentou uma destreza similar às reanálises nas ciclogêneses sobre o Atlântico Sul. Entretanto, o modelo subestimou os sistemas que iniciam mais intensos. A climatologia simulada pelo modelo também mostrou a existência das três regiões ciclogênicas e reproduziu as principais características das mesmas. Em Reboita et al. (2018), os modelos RegCM4 e HadGEM2-ES também simularam adequadamente as características médias dos ciclones no Atlântico Sul e a sazonalidade envolvida. Contudo, ambos os modelos superestimam a frequência anual e variabilidade interanual dos ciclones quando comparado com várias reanálises. Nesse trabalho, também se avaliou as mudanças nos ciclones em projeções futuras com esses modelos, indicando uma diminuição da frequência anual deles, porém sem mudanças em sua intensidade média.

Além dos ciclones extratropicais, a região da BS também é afetada por ciclones subtropicais (Cardoso 2019; Evans & Braun 2012; Gozzo et al. 2014). Este são ciclones não frontais que se formam nos subtropicais (aproximadamente entre 23°-35°) e possuem características de ambos ciclones tropicais e extratropicais. Sua estrutura térmica apresenta um núcleo quente em baixos níveis e frio em altos níveis. A convecção profunda e os ventos mais intensos ocorrem longe do centro e não possui um olho, como nos casos dos ciclones tropicais (da Rocha et al. 2019). Sua intensidade e caráter híbrido torna-o um desafio para classificação e previsão do mesmo. A Marinha do Brasil é a responsável pela nomeação dos ciclones tropicais e subtropicais que ocorrem no Atlântico Sul. A Tabela 1.4 contém a lista dos ciclones subtropicais nomeados ocorridos até maio de 2022. Para o ciclone (tropical ou subtropical) receber um nome, ele precisa chegar à categoria de tempestade (tropical ou subtropical), isto é, com ventos igual ou superior a 63 km/h (<https://www.marinha.mil.br/dhn/?q=es/node/264>).

Tabela I.4 – Ciclones subtropicais no Atlântico Sul, nomeados pela Marinha do Brasil. Fonte: <https://www.marinha.mil.br/dhn/?q=es/node/264>

Nome	Mês/Ano
Anita	março/2010
Arani	março/2011
Bapo	fevereiro/2015
Cari	março/2016
Deni	novembro/2016
Eçaí	04/12/2016
Guará	dezembro/2017
Jaguar	maio/2019
Kurumi	janeiro/2020
Mani	outubro/2020
Oquira	dezembro/2020
Raoni	junho/2021
Uba	dezembro/2021
Yakecan	maio/2022

Gozzo et al. (2014) desenvolveram uma climatologia de ciclones subtropicais no Atlântico Sul. Eles mostraram que esses ciclones possuem maior (menor) frequência durante o verão e outono (inverno), mas com uma alta variabilidade interanual. Tanto a maior frequência de ciclogênese (formação do ciclone), quanto a de ciclólise (dissipação do ciclone) ocorrem na região da BS. Cardoso (2019) avaliou a relação entre ciclones subtropicais e

ventos em superfície. Seus resultados mostraram que os ventos intensos se encontram em geral à leste da região de maior densidade de ciclones subtropicais.

Um exemplo de ciclone subtropical que atingiu a BS foi Deni, observado entre os dias 15 e 16 de novembro de 2016 na costa Sudeste do Brasil (Reboita et al. 2018). Após a passagem de uma frente fria no dia 13/11, um cavado nos baixos níveis se formou sobre as costas do RJ e de SP, canalizando o ar quente e úmido do interior do país em direção ao oceano. Entre os dias 13 e 14/11 a presença de um cavado em médios e altos níveis da atmosfera intensificou a região de baixa pressão próxima à superfície, dando suporte dinâmico e contribuindo para o aumento da instabilidade próximo à costa do RJ. Em 1200 UTC - 15/11 (Figura I-36a e Figura I-37a) a região de baixa pressão recebe a classificação de Depressão Subtropical pela Marinha do Brasil, devido às suas características de circulação fechada em torno de um centro de baixa pressão bem definido, com mínimo de 998 hPa, sua convecção bem-organizada, natureza não frontal do ciclone e suporte dinâmico em altos níveis. Em 0000 UTC - 16/11 (Figura I-36b e Figura I-37b) e 1200 UTC 16/11 (Figura I-36c e Figura I-37c) os ventos intensificam ainda mais, atingindo valores superiores a 63 km/h e sendo então classificado como Tempestade Subtropical, se movendo com direção sul/sudoeste e se afastando da costa. No dia 17/11 (figura não apresentada) o sistema faz transição para ciclone extratropical, desenvolve um sistema frontal e migra para latitudes mais altas até se desconfigurar totalmente próximo a costa da África, vários dias depois.

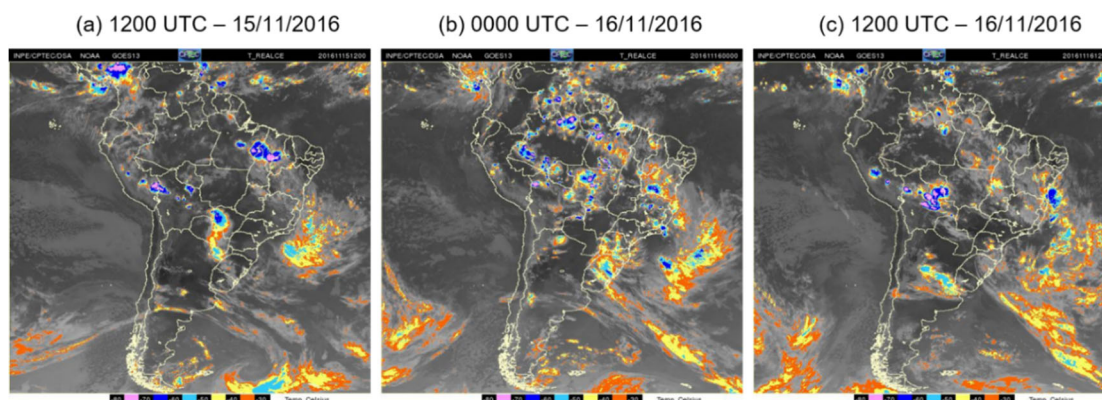


Figura I-36 - Imagem do satélite GOES-13 no canal infravermelho para: (a) 1200 UTC - 15/11/2016, (b) 0000 UTC – 16/11/2016 e (c) 1200 UTC 16/11/2016.

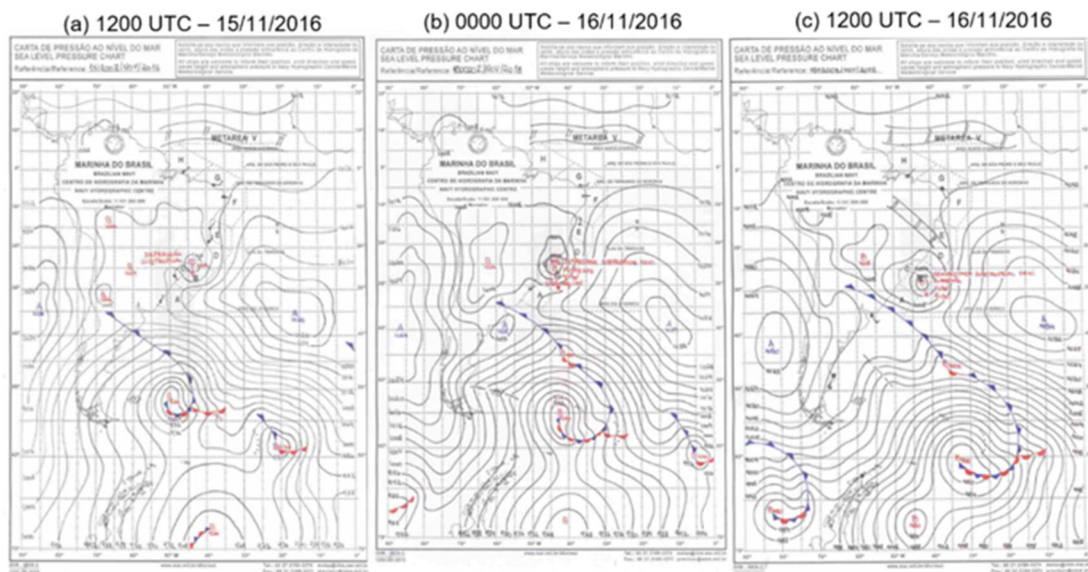


Figura I-37 – Carta sinótica da Marinha do Brasil para: (a) 1200 UTC - 15/11/2016, (b) 0000 UTC – 16/11/2016 e (c) 1200 UTC – 16/11/2016.

1.4.4 Vórtices Ciclônicos Desprendidos (Cut-off Lows)

Vórtices ciclônicos desprendidos ou segregados (em inglês *Cut-off Lows* - COLs) são definidos como centros de baixa pressão de núcleo frio, na troposfera média ou superior, que se formam depois de se desprenderem dos ventos de oeste das latitudes médias (Palmén & Newton 1969). Os COLs se desenvolvem a partir de um cavado frio pré-existente na troposfera superior e se movem em direção ao lado equatorial das correntes de jato, deixando um vórtice ciclônico frio isolado (Pinheiro et al. 2017). Os COLs são mais intensos na troposfera superior e mais fracos ou ausentes nos baixos níveis da atmosfera. Eles podem permanecer na troposfera superior confinado nos altos níveis ou se aprofundar para baixo, resultando em ciclogênese à superfície (Funatsu, M.A. & Caetano 2004). Fuenzalida (2005), Pinheiro et al. (2017) e Reboita, Nieto, et al. (2010) estudaram a climatologia desses sistemas no Hemisfério Sul. Os três trabalhos encontraram que os COLs são mais frequentes entre 20°S e 50°S e que a maior frequência ocorre no outono.

Segundo Fuenzalida (2005), o ciclo anual no setor sul-americano é assimétrico, passando de um máximo em abril para um mínimo em fevereiro, seguido de um forte aumento até abril. Já Reboita, Nieto, et al. (2010) mostraram que a climatologia varia dependendo do nível em que são identificados os COLs: em 300 hPa (200 hPa), o mínimo ocorre durante o verão (inverno). A maior frequência de duração desses sistemas é de até três dias e, em geral, os COLs não são estacionários, com movimento preferencialmente para leste (Fuenzalida 2005; Reboita, Nieto, et al. 2010). Reboita, Nieto, et al. (2010) mostraram que COLs também são observados no Nordeste Brasileiro, onde são conhecidos como vórtices ciclônicos do Nordeste (Kousky & Alonso Gan 1981). Em particular, esses COLs são mais frequentes no verão e tem a preferência de mover-se para oeste. O processo de formação também difere dos COLs subtropicais/extratropicais. Segundo Fuenzalida (2005), não foi encontrada relação entre a frequência do COLs e o ENOS.

1.4.5 Zona de Convergência do Atlântico Sul

A ZCAS é um dos sistemas mais marcantes do clima tropical da América do Sul e é intimamente relacionada ao Sistema de Monção da América do Sul. Trata-se de uma banda de nebulosidade convectiva e precipitação persistente, com orientação Noroeste-Sudeste (NW-SE), que se estende desde a Amazônia até a Região Sudeste e o Oceano Atlântico subtropical (Kodama 1992). Embora a ZCAS ocorra durante todos os verões, tipicamente de outubro a março, importantes variações ocorrem na sua organização espacial, na intensidade das chuvas e na circulação. Ela pode estar relacionada a eventos severos de chuva, assim como sua descaracterização e ausência pode causar períodos anormalmente secos (Barros et al. 2000; Carvalho, Jones & Liebmann 2004; Nieto-Ferreira, Rickenbach & Wright 2011). Nieto-Ferreira, Rickenbach & Wright (2011) indicaram que o início da estação das monções na América do Sul culmina com o estabelecimento abrupto da mesma e destacam o impacto das frentes frias no estabelecimento da ZCAS. Enquanto

as frentes frias antes do início da monção enfraquecem, se desconectam das chuvas da bacia amazônica e se propagam para o Oceano Atlântico Sul sem chegar à região da ZCAS, as frentes frias do início da monção continuam a se propagar para o nordeste ao longo da costa sul-americana, ficando estacionárias ao longo da região da ZCAS por alguns dias. Durante esse período, as frentes frias tornam-se alongadas de NW-SE e se estendem da bacia ocidental da Amazônia ao Oceano Atlântico Sul. Essa mudança abrupta na estrutura e propagação dos sistemas frontais à medida que passam pela América do Sul sugere que o início das monções na ZCAS ocorre no momento em que a primeira frente fria da estação das monções se torna estacionária ao longo da costa sudeste do Brasil.

Um exemplo de atuação da ZCAS sobre a parte norte da BS é apresentado na Figura I-38. Nesse evento, a ZCAS ficou configurada sobre o Brasil durante 4 dias (de 4 a 10 de fevereiro de 2013).

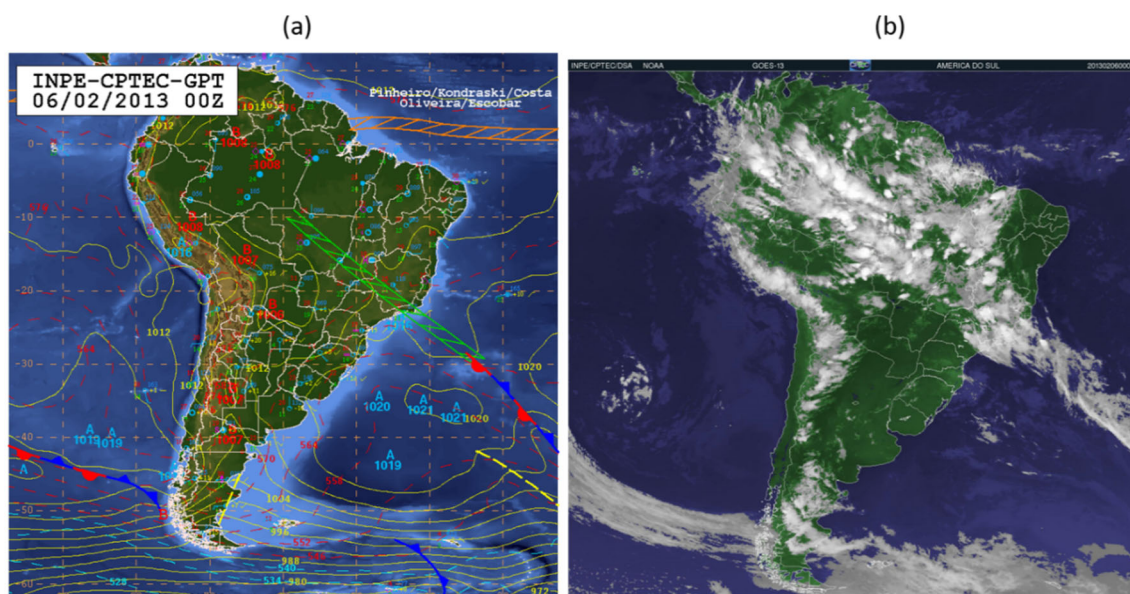


Figura I-38 - Dia 06 de fevereiro de 2013, às 0000 UTC: (a) Carta sinótica onde o símbolo da ZCAS aparece como uma “escada” em verde com orientação NW-SE; (b) Imagem do satélite GOES-12 no canal infravermelho (colorida). Fonte: CPTEC/INPE.

Diversos autores apresentaram estudos sobre a influência da TSM do Oceano Atlântico Sul na ZCAS. Anomalias quentes de TSM sobre o Atlântico

tropical sul intensificam e favorecem a ZCAS a ter uma posição mais ao norte da climatologia. Entretanto, a intensificação da nebulosidade da ZCAS causa um bloqueio da radiação solar incidente, que resfria as águas, causando uma retroalimentação negativa (De Almeida et al. 2007; Chaves & Nobre 2004). De Almeida et al. (2007) verificaram que esse feedback está associado a um padrão dipolar de anomalias de TSM no Atlântico Sul. Esse Dipolo do Atlântico Sul (DAS) é caracterizado por uma gangorra de anomalias de TSM com centros sobre o trópico e extratropical do Atlântico Sul (Haarsma, Campos & Molteni 2003; Sterl & Hazeleger 2003; Venegas, Mysak & Straub 1997). Esse dipolo não é o mesmo que ocorre entre os setores norte e sul da região tropical do Atlântico (Weare & Newell 1977). Estudos mostram que a fase negativa do DAS (anomalias negativas no Atlântico Sul tropical e positiva no Atlântico Sul extratropical) influencia na intensificação da ZCAS (Bombardi et al. 2014; Jorgetti, da Silva Dias & de Freitas 2014).

Com relação à climatologia, Carvalho, Jones & Liebmann (2004) investigaram as características de intensidade, localização geográfica e persistência da ZCAS durante o verão. Eles mostraram que: i) a frequência de ZCAS é maior em eventos de curta duração; ii) há uma maior frequência de ZCAS do tipo oceânicas (i.e. com a maior parte da nebulosidade sobre o oceano) nesses eventos mais curtos; iii) ocorre maior frequência de ZCAS oceânicas e intensas em dezembro e maior frequência de ZCAS continentais (i.e. com a maior parte da nebulosidade sobre o continente) e fracas em janeiro e fevereiro e iv) ZCAS oceânica (continental) aumenta (diminui) a ocorrência de eventos intensos de precipitação diária sobre o sudeste do Brasil.

Um levantamento dos episódios de ZCAS que atuaram sobre o Brasil nos meses de outubro a abril, no período de 1º de outubro de 2006 até 30 de abril de 2016 (10 anos) foi realizado, tomando como base os eventos listados em (Escobar, de Almeida Marques & Dereczynski 2022). A identificação de tais eventos foi realizada pelos pesquisadores de forma subjetiva, conforme descrito em Escobar (2019). A partir dessa listagem inicial contendo 95 eventos de ZCAS sobre o Brasil no período 2006-2016, foram identificados através de imagens de satélite, os casos em que a banda de nebulosidade da ZCAS ficou

configurada sobre a BS. Os resultados, apresentados na Tabela I.5, mostram um total de 72 casos durante esse período, ou seja, do total de 95 casos de ZCAS sobre o Brasil, em torno de 76% atingem a BS. O mês de cada evento é considerado a partir da data de início da ZCAS. Por exemplo, para o evento iniciado em 30/01/2007 e finalizado em 05/02/2007, considera-se um caso de ZCAS de janeiro e com relação à sua duração são 7 dias em janeiro e nenhum em fevereiro. Contabilizando-se os eventos e suas durações médias dessa forma, observa-se média de 7 eventos de ZCAS entre outubro e abril sobre a BS, com duração entre 4 e 6 dias. A frequência de ocorrência foi maior em janeiro e março, a seguir dezembro, fevereiro, novembro, outubro e finalmente abril (Tabela I.6).

Tabela I.5 - Datas de início e final dos 72 casos de ZCAS entre 1º de outubro de 2006 até 30 de abril de 2016 que atuaram sobre a BS.

Data Inicial	Data Final	Data Inicial	Data Final	Data Inicial	Data Final
17/10/2006	20/10/2006	01/03/2010	12/03/2010	04/02/2013	10/02/2013
10/11/2006	12/11/2006	28/03/2010	31/03/2010	27/02/2013	04/03/2013
29/11/2006	01/12/2006	01/11/2010	04/11/2010	27/03/2013	30/03/2013
08/12/2006	16/12/2006	01/12/2010	04/12/2010	18/10/2013	20/10/2013
27/12/2006	29/12/2006	14/12/2010	18/12/2010	05/11/2013	09/11/2013
21/01/2007	25/01/2007	27/12/2010	07/01/2011	17/01/2014	20/01/2014
30/01/2007	05/02/2007	11/01/2011	20/01/2011	15/02/2014	19/02/2014
12/02/2007	16/02/2007	15/02/2011	17/02/2011	28/02/2014	02/03/2014
19/03/2007	22/03/2007	28/02/2011	10/03/2011	06/03/2014	10/03/2014
23/10/2007	25/10/2007	04/04/2011	07/04/2011	22/03/2014	24/03/2014
04/11/2007	06/11/2007	02/10/2011	07/10/2011	26/10/2014	29/10/2014
19/12/2007	23/12/2007	16/10/2011	20/10/2011	27/11/2014	30/11/2014
06/01/2008	11/01/2008	23/11/2011	05/12/2011	24/12/2014	26/12/2014
20/01/2008	23/01/2008	09/12/2011	12/12/2011	05/02/2015	09/02/2015
03/02/2008	08/02/2008	15/12/2011	22/12/2011	16/02/2015	19/02/2015
13/03/2008	18/03/2008	26/12/2011	30/12/2011	09/03/2015	14/03/2015
13/11/2008	24/11/2008	01/01/2012	09/01/2012	17/03/2015	20/03/2015
25/12/2008	31/12/2008	15/01/2012	21/01/2012	22/03/2015	25/03/2015
21/01/2009	23/01/2009	26/01/2012	31/01/2012	28/10/2015	30/10/2015
29/01/2009	31/01/2009	11/02/2012	13/02/2012	14/01/2016	19/01/2016
12/02/2009	15/02/2009	16/03/2012	21/03/2012	29/02/2016	05/03/2016
13/03/2009	17/03/2009	24/03/2012	26/03/2012	10/03/2016	14/03/2016
04/12/2009	09/12/2009	15/12/2012	17/12/2012	24/03/2016	27/03/2016
13/12/2009	15/12/2009	09/01/2013	17/01/2013		
21/01/2010	23/01/2010	26/01/2013	30/01/2013		

Tabela I.6 – Resumo do número de casos e duração média de ZCAS para cada mês

MÊS	CASOS	DURAÇÃO MÉDIA (DIAS)
outubro	6	4,7
novembro	8	5,9
dezembro	14	5,5
janeiro	15	5,8
fevereiro	13	5,0
março	15	5,0
abril	1	4,0

A ZCAS também possui variabilidade associada a diversos padrões de teleconexões. Carvalho, Jones & Liebmann (2004) indicaram que a OMJ modula eventos intensos de ZCAS com persistência superior a 3 dias. Eles também encontraram que as ZCAS oceânicas (continentais) são mais frequentes em anos de El Niño (La Niña e neutros). Rosso et al. (2018) estudaram a influência do SAM na ZCAS. Eles encontraram que: i) 65% dos eventos de ZCAS ocorrem na fase positiva do SAM; ii) há uma maior duração da ZCAS nessa fase, especialmente porque a fase positiva do SAM é mais longa que negativa; iii) os maiores acumulados de precipitação na posição climatológica da ZCAS ocorrem na fase positiva, comparada com a fase negativa do SAM. Além da variabilidade, a ZCAS também tem apresentado mudanças associadas com aquecimento global. Zilli, Carvalho & Lintner (2019), através de estudos observacionais, mostraram evidências de decréscimo (aumento) da precipitação média diária ao longo da margem equatorial (polar) da ZCAS climatológica, provavelmente relacionada a uma mudança para sul da zona de convergência. A redução da precipitação ao longo da margem equatorial da ZCAS está associada ao enfraquecimento dos ventos em direção ao pólo ao longo da costa leste do Brasil e à secagem da troposfera baixa a média sobre o Atlântico tropical. Essas mudanças na circulação e na umidade provavelmente estão relacionadas à expansão do ASAS.

1.4.6 Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs)

Sabe-se que a ocorrência de eventos que provoquem situações adversas de tempo, como ventos de caráter intenso (ou extremo) está, muitas vezes, associada a sistemas meteorológicos com nuvens de convecção profunda em sua composição. Essas nuvens são as chamadas nuvens cumulonimbus (Cb), também denominadas por muitos autores células convectivas ou nuvens de tempestade. Sabe-se também que os SCMs são formados predominantemente, por nuvens deste padrão.

Os SCMs formados por nuvens Cb tem uma denominação usual que é o termo “tempestades convectivas”, sendo que existem diversos tipos de tempestades, cada uma com sua denominação específica, como “Linhas de Instabilidade” (Hane 1986), “Tempestades Isoladas” (Weisman & Klemp 1986), “Tempestades em Supercélulas” (Weisman & Klemp 1986), “Nuvens Vírgula Invertida” (Dereczynski 1995; Reed & Reed 1979), entre outros. Quando uma tempestade convectiva produz grandes pedras de granizo, rajadas de vento muito intensas, ou qualquer tipo de destruição substancial (prejuízos materiais e humanos) no local onde ela atinge, ela recebe a denominação de “Tempestade Severa” (Doswell 2001). Grande parte dos eventos observados (ou estimados) de ventos muito intensos estão associados às tempestades severas (Doswell 2001).

Siqueira & Marques (2010, 2008) estudaram os sistemas convectivos de mesoescala no sudeste do Brasil relacionados ou não a incursões de frentes frias. Há uma maior (menor) frequência dos SCM no verão (inverno), consistente com a climatologia da convecção na América do Sul (Satyamurty, Nobre & Silva Dias 1998). Os SCMs continentais são muito mais numerosos do que os SCMs oceânicos durante o verão, mas os oceânicos são mais numerosos nas outras estações. O número total de SCMs associados à incursões de frentes frias (SCMs frontais) é muito maior que o número total de SCM não frontais, o que é indicativo da importância das frentes frias na

organização da nebulosidade convectiva no sudeste do Brasil ao longo do ano. Pela mesma razão, os SCMs frontais são mais numerosos do que os não frontais durante o outono, inverno e primavera austral, enquanto o número de SCMs não frontais é comparável aos frontais durante o verão. Esse aumento dos SCM não frontais durante o verão sugere a importância da forçante diurna (térmica e/ou orográfica) na organização dos SCMs durante essa estação.

Um caso de linha de instabilidade sobre o oceano foi observado junto ao litoral de São Paulo em 06 de setembro de 2005, atuando sobre a região da BS, como pode-se observar nas imagens de satélite da Figura I-39. Não há registros de impactos associados a este caso sobre a região oceânica, entretanto, na porção continental, a passagem desta linha de tempestades provocou rajadas de vento intensas e precipitação de granizo na cidade de São Paulo. Portanto é importante que se esteja atento à formação e aproximação de fenômenos desse tipo, devido a possíveis impactos significativos.

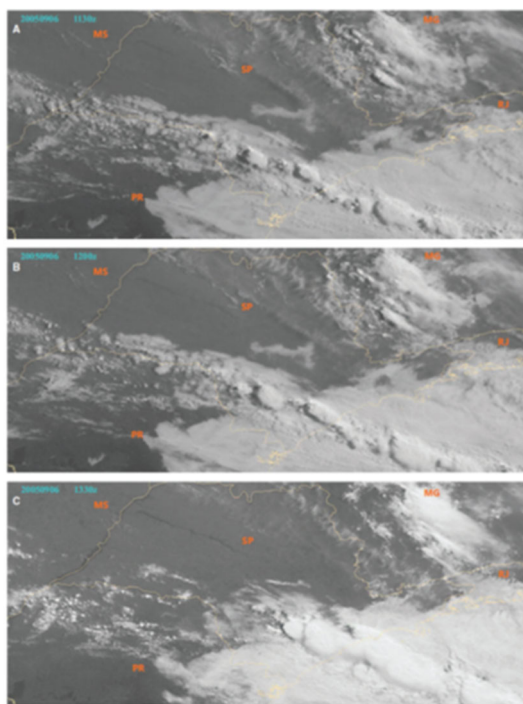


Figura I-39 - Imagens de satélite do canal visível, setorizadas para São Paulo para o dia 06/09/2005 nos horários de (a) 11:30Z, (b) 12:00Z e (c) 13:30Z. Imagens mostram a linha de instabilidade que atingiu a região costeira do estado de São Paulo nesta data e provocou ventanias e granizo na capital do estado. Fonte: (Dereczynski & Menezes 2016).

1.5 Conclusões

Neste capítulo apresenta-se uma descrição da meteorologia da BS, incluindo a climatologia da PNMM, T2M, UR2M, vento e precipitação. Ademais, apresenta-se as características dos principais sistemas meteorológicos que atuam na BS.

A Reanálise ERA5 é utilizada na maior parte das análises. Uma avaliação prévia mostrou que, comparando-a com dados pontuais observados na Boia de Santos do PNBOIA, ocorre: i) superestimativa da PNMM (aproximadamente 1 hPa) ; ii) subestimativa da T2M (em torno de 1°C); iii) superestimativa da UR2M (em torno de 6%) e iv) subestimativa de MAG10M (quase 2 m/s). Com relação à DIR10M nota-se que a direção predominante observada é a de ENE, enquanto nas reanálises o vento predominante é de NE. A avaliação espacial da velocidade do vento do ERA5, confrontando com o ASCAT, indica subestimativa da intensidade do vento (entre 1,0-1,2 m/s nas Áreas Profunda e Cabo Frio e 1,2-1,4 m/s na Área Rasa), o qual também é subestimado (em torno de 1 m/s) em relação ao vento observado na Boia de Santos. Portanto, ao analisar a MAG10M climatológica do ERA5 é importante lembrar que essa variável é subestimada em toda a BS, de aproximadamente 2 m/s.

Utilizando dados do ERA5 no período 1991-2020 observa-se que sobre a BS: i) a PNMM, controlada pela posição e intensidade do ASAS, varia entre 1012 hPa no verão e 1020 hPa no inverno, oscilando entre 1015 e 1016 hPa nas estações intermediárias. Seu ciclo diurno apresenta dois mínimos (às 07 e 19 UTC) e dois máximos (às 0100 e 1300 UTC); ii) A T2M sobre a BS varia entre 18 e 22°C no inverno e entre 24 e 25°C no verão. Com relação ao seu ciclo diurno observa-se um mínimo às 08 UTC e máximo entre 18 e 19 UTC; iii) A UR2M varia entre 75 e 85% ao longo do ano, sendo em geral maior na Área Rasa, devido ao aumento da convergência do vento nessa região. Nas três áreas, o mínimo de UR2M ocorre em maio e o máximo em janeiro e fevereiro. No seu ciclo diurno observa-se o mínimo ao longo do dia, a medida

que a T2M se eleva e um máximo na noite e madrugada, quando a T2M é mais baixa.

O vento climatológico na BS é controlado pela posição e intensidade do ASAS. Assim MAG10M é menor no outono (entre 5 e 6 m/s), quando o centro do ASAS se desloca para leste, em direção ao oceano, com consequente redução do gradiente de pressão sobre a BS. Na primavera e inverno, com o centro do ASAS mais próximo do continente, aumenta o gradiente de pressão sobre a BS e MAG10M aumenta (entre 6 e 7 m/s). A magnitude do vento é menor na Área Rasa, aumenta na Área Profunda e atinge um máximo na Área Cabo Frio. Nas três áreas, a velocidade do vento apresenta um mínimo entre 17 e 18 UTC e um máximo entre 23 e 01 UTC. Analisando-se conjuntamente a intensidade e a direção do vento na BS, observa-se que existe maior frequência de ventos intensos (acima de 12 m/s) no quadrante norte do que no quadrante sul, para as três áreas da BS, o que também é observado na Boia de Santos. Isso demonstra que os ventos de quadrante norte, que sopram antes da passagem dos sistemas transientes, é mais duradouro do que os ventos de quadrante sul que sopram durante e após a passagem desses sistemas.

A precipitação sobre a BS, estimada a partir do MERGE para o período 2001-2020, indica que os maiores índices pluviométricos ocorrem na Área Rasa, já que ela se estende até latitudes mais ao sul, onde a chuva é bem distribuída ao longo do ano e os menores acumulados pluviométricos ocorrem na Área Cabo Frio, devido à sua localização mais ao norte. O total pluviométrico mensal varia entre 50,8 mm em junho na Área Cabo Frio e 174,9 mm em janeiro na Área Rasa.

Os principais sistemas atmosféricos, em escala sinótica e em mesoescala, que podem atuar e se deslocar sobre o Atlântico Sul são: o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), os sistemas frontais (SFs), os ciclones extratropicais e subtropicais, os vórtices desprendidos (Cut off lows - COLs), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs), como por exemplo, as linhas de instabilidade.

O ASAS fica confinado no Atlântico Sul durante o verão. Durante o outono, o anticiclone enfraquece e se estende em direção aos continentes adjacentes. Em maio e junho, o ASAS apresenta uma súbita intensificação e mantém-se intenso durante o inverno. Na primavera, ele enfraquece e retrai para o oceano novamente. O ASAS se posiciona mais próximo do equador (pólo) no inverno (verão). Em média passam 49 sistemas frontais por ano na BS, sendo 10 no verão, 12 no outono, 13 no inverno e 14 na primavera. Ademais, compostos de ventos intensos na BS durante a passagem de sistemas frontais mostram as seguintes características: cavado frontal alcançando a BS e alta pós frontal intensa, ocasionando em forte gradiente de pressão sobre a bacia; cavado baroclínico em médios e altos níveis, à oeste da bacia, bem pronunciado; forte gradiente de espessura, água precipitável e temperatura do ponto de orvalho, indicando a posição da frente fria e corroborando com a convergência em baixos níveis.

Com relação aos ciclones, um total de 10 sistemas por ano atingem a BS (3 no verão, 2,5 no outono e primavera e 2 no inverno). Os resultados também mostraram os ciclones com maiores intensidades média ocorrendo durante o verão e a primavera. Já os COLs são mais frequentes entre 20°S e 50°S e que a maior frequência ocorre no outono. Uma média de 7 eventos de ZCAS são observados entre outubro e abril sobre a BS, com duração entre 4 e 6 dias. Há uma maior (menor) frequência dos SCM no verão (inverno). Porém, os SCMs continentais são muito mais numerosos do que os SCMs oceânicos durante o verão e os oceânicos são mais numerosos nas outras estações.

1.6 Referências

- De Almeida, R.A.F., Nobre, P., Haarsma, R.J. & Campos, E.J.D. 2007, 'Negative ocean-atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone', *Geophysical Research Letters*, vol. 34, no. 18.
- Andrade & Cavalcanti 2018, 'Atmospheric characteristics that induce extreme precipitation in frontal systems over Southeastern Brazil during summer: Observations and atmospheric model simulation', *International Journal of Climatology*, vol. 38, no. 14, pp. 5368–85.
- Andrade, K.M. 2005, 'Climatologia E Comportamento Dos Sistemas Frontais Sobre a América Do Sul'.
- Barros, V., Gonzalez, M., Liebmann, B. & Camilloni, I. 2000, 'Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic Sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in Southeastern South America', *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 67, no. 3–4, pp. 123–33.
- Beu, C.M. & Ambrizzi, T. 2006, 'Variabilidade Interanual E Intersazonal Da Freqüência De Ciclones No Hemisfério Sul', *Dados*, pp. 44–55.
- Bjerknes, J. 1919, 'ON THE STRUCTURE OF MOVING CYCLONES', *Monthly Weather Review*, vol. 47, no. 2, pp. 95–9.
- Bombardi, R.J., Carvalho, L.M.V., Jones, C. & Reboita, M.S. 2014, 'Precipitation over eastern South America and the South Atlantic Sea surface temperature during neutral ENSO periods', *Climate Dynamics*, vol. 42, no. 5–6, pp. 1553–68.
- Caldas, C.F. de, Vasconcellos, F.C., Cavalcanti, I.F. de A., Carvalho, N.O. de & Lopes, I. dos R. 2020, 'Impacto do Gelo Marinho Antártico, do ENOS e do Modo Anular Sul sobre as Frentes Frias na América do Sul', *Anuário do Instituto de Geociências*, vol. 43, no. 4, pp. 229–37, viewed 28 September 2021, <<https://revistas.ufrj.br/index.php/aigeo/article/view/40044>>.
- Cardoso, A.A. 2019, 'Ciclones Subtropicais e ventos em superfície no sudoeste do Oceano Atlântico Sul: climatologia e extremos', Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Carvalho, L.M. V. & Jones, C. 2009, 'Zona de Convergência do Atlântico Sul', *Tempo e Clima no Brasil*, pp. 95–109.
- Carvalho, L.M. V., Jones, C. & Liebmann, B. 2004, 'The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall', *Journal of Climate*, vol. 17, no. 1.
- Carvalho, N.O. de 2022, 'AVALIAÇÃO DE DIFERENTES CONJUNTOS DE DADOS METEOROLÓGICOS PARA CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DA BACIA DE SANTOS', UNiversidade Federal do Rio de Janeiro.
- Cavalcanti, I.F.A. & Kousky, V. 2009, 'Frentes Frias sobre o Brasil', *Tempo e Clima no Brasil*, pp. 135–45.

- Chaves, R.R. & Nobre, P. 2004, 'Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone', *Geophysical Research Letters*, vol. 31, no. 3.
- Chen, P., Hoerling, M.P. & Dole, R.M. 2001, 'The Origin of the Subtropical Anticyclones', *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 58, no. 13.
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., Berg, L. Van De, Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J. & Dee, D.P. 2011, *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system*, no. April, pp. 553–97.
- Degola, T.S.. 2013, 'Impacts and Variability of the South Atlantic Subtropical Anticyclone on Brazil in the Present Climate and in Future Scenarios.'
- Dereczynski, C.P. 1995, 'Estudo de caso de uma nuvem vírgula invertida e a subsequente ocorrência de ventos fortes na Baía de Campos', USP.
- Dereczynski, C.P., Lopes, Í.R., Carvalho, N.O., Silva, M.G.A.J., Grossman, K.S. & MARTINS, R.P. 2019, 'Climatology of Espírito Santo and the Northern Campos Basin, Offshore Southeast Brazil', *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, vol. 42, no. 1, pp. 386–401.
- Dereczynski, C.P. & Menezes, W.F. 2016, *Meteorologia Da Baía De Campos, Meteorologia e Oceanografia*, Elsevier Editora Ltda.
- Doswell, C.A. 2001, 'Severe Convective Storms—An Overview', *Severe Convective Storms*, American Meteorological Society, Boston, MA.
- Escobar, G. 2019, *ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL (ZCAS): CRITÉRIO DE DETECÇÃO PARA USO EM CENTROS OPERACIONAIS DE PREVISÃO DE TEMPO TEMPO*.
- Escobar, G.C.J., de Almeida Marques, A.C. & Dereczynski, C.P. 2022, 'Synoptic patterns of South Atlantic Convergence Zone episodes associated with heavy rainfall events in the city of Rio de Janeiro, Brazil', *Atmosfera*, vol. 35, no. 2, pp. 287–305.
- Evans, J.L. & Braun, A. 2012, 'A climatology of subtropical cyclones in the South Atlantic', *Journal of Climate*, vol. 25, no. 21, pp. 7328–40.
- Fedorova, N. & Carvalho, M.H. de 2000, 'Processos Sinóticos em Anos de La Niña e de El Niño. Parte II: Zonas Frontais', *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 15, no. 2, pp. 57–72.
- Figa-Saldaña, J., Wilson, J.J.W., Attema, E., Gelsthorpe, R., Drinkwater, M.R. & Stoffelen, A. 2002, *The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological operational (MetOp) platform: A follow on for European wind scatterometers*, vol. 28, no. 3, pp. 404–12.
- Fogt, R.L. & Marshall, G.J. 2020, 'The Southern Annular Mode: Variability, trends, and climate impacts across the Southern Hemisphere', *WIREs Climate Change*, vol. 11, no. 4.

- Fuenzalida, H.A. 2005, 'A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere', *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, no. D18, p. D18101.
- Funatsu, M., M.A., G. & Caetano, E. 2004, 'A case study of orographic cyclogenesis over South America', *Atmosfera*, vol. 17, pp. 91–113.
- Gan, M.A. 1992, 'Ciclogêneses e Ciclones sobre a América do Sul', INPE.
- Gan, M.A. & Rao, V.B. 1991, 'Surface Cyclogenesis over South America', *Monthly Weather Review*, vol. 119, pp. 1293–302.
- Gan, Manoel Alonso & Rao, V.B. 1991, 'Surface Cyclogenesis over South America', *Monthly Weather Review*, vol. 119, no. 5.
- Gilliland, J.M. & Keim, B.D. 2018, 'Position of the South Atlantic Anticyclone and Its Impact on Surface Conditions across Brazil', *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 57, no. 3, pp. 535–53.
- Gozzo, L.F., da Rocha, R.P., Reboita, M.S. & Sugahara, S. 2014, 'Subtropical Cyclones over the Southwestern South Atlantic: Climatological Aspects and Case Study', *Journal of Climate*, vol. 27, no. 22.
- Gramscianinov, C.B., Hodges, K.I. & Camargo, R. 2019, 'The properties and genesis environments of South Atlantic cyclones', *Climate Dynamics*, vol. 53, no. 7–8, pp. 4115–40.
- Haarsma, R.J., Campos, E.J.D. & Molteni, F. 2003, 'Atmospheric response to South Atlantic SST dipole', *Geophysical Research Letters*, vol. 30, no. 16.
- Hane, C.E. 1986, 'Extratropical Squall Lines and Rainbands', *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, American Meteorological Society, Boston, MA.
- Hart, R.E. 2003, 'A Cyclone Phase Space Derived from Thermal Wind and Thermal Asymmetry', *Monthly Weather Review*, vol. 131, no. 4, pp. 585–616.
- Hastenrath, S. 1991, *Climate Dynamics of the Tropics*, Springer, Berlin.
- He, C., Wu, B., Zou, L. & Zhou, T. 2017, 'Responses of the summertime subtropical anticyclones to global warming', *J. Clim.*, vol. 30, pp. 6465–6479.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R.J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S. & Thépaut, J. 2020a, 'The ERA5 global reanalysis', *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, p. qj.3803.
- Hodges, K.I. 1994, 'A General Method for Tracking Analysis and Its Application to Meteorological Data', *Monthly Weather Review*, vol. 122, no. 11.
- Hodges, K.I. 1995, 'Feature Tracking on the Unit Sphere', *Monthly Weather Review*, vol. 123, no. 12.

- Hodges, K.I. 1999, 'Adaptive Constraints for Feature Tracking', *Monthly Weather Review*, vol. 127, no. 6.
- Holton, J.R. 2004, *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 4^a., Elsevier (International Geophysics Series, 88), Amsterdam, The Netherlands.
- Hubertz, J.M. 1986, 'Observations of local wind effects on longshore currents', *Coastal Engineering*, vol. 10, no. 3, pp. 275–88.
- Ji, X., Neelin, J.D., Lee, S.K. & Mechoso, C.R. 2014, 'Interhemispheric teleconnections from tropical heat sources in intermediate and simple models', *J. Clim.*, vol. 27, pp. 684–697.
- Jorgetti, T., da Silva Dias, P.L. & de Freitas, E.D. 2014, 'The relationship between South Atlantic SST and SACZ intensity and positioning', *Climate Dynamics*, vol. 42, no. 11–12.
- Kodama, Y. 1992, 'Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zones, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of Subtropical Frontal Zones', *Journal of Meteorological Society of Japan*, vol. 70, no. 4, pp. 813–35.
- Kosaka, Y. & Nakamura, H. 2010, 'Mechanisms of Meridional Teleconnection Observed between a Summer Monsoon System and a Subtropical Anticyclone. Part II: A Global Survey', *Journal of Climate*, vol. 23, no. 19.
- Kousky, V.E. & Alonso Gan, M. 1981, 'Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic', *Tellus*, vol. 33, no. 6.
- Lee, S.K., Mechoso, C.R., Wang, C. & Neelin, J.D. 2013, 'Interhemispheric influence of the northern summer monsoons on southern subtropical anticyclones', *J. Clim.*, vol. 26, pp. 10193–10204.
- Lim, E.-P. & Simmonds, I. 2002, 'Explosive Cyclone Development in the Southern Hemisphere and a Comparison with Northern Hemisphere Events', *Monthly Weather Review*, vol. 130, no. 9.
- Liu, Y., Wu, G. & Ren, R. 2004, 'Relationship between the Subtropical Anticyclone and Diabatic Heating', *Journal of Climate*, vol. 17, no. 4.
- Mächel, H., Kapala, A. & Flohn, H. 1998, 'Behaviour of the centers of action above the Atlantic since 1881. Part I: characteristics of seasonal and interannual variability', *Int. J. Climatol.*, vol. 18, pp. 1–22.
- Madden, R.A. & Julian, P.R. 1972, 'Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40–50 Day Period', *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 29, no. 6, pp. 1109–23.
- Magalhães da Silva, J. 2021, 'CARACTERÍSTICAS DOS SISTEMAS FRONTAIS RESPONSÁVEIS POR VENTOS INTENSOS NA BACIA DE SANTOS', UFRJ.
- Miguens, A.P. 2000, *Navegação: a ciência e a arte*, DHN, Rio de Janeiro.
- Murray, R.J. & Simmonds, I. 1991a, 'A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: Development and operation of the scheme', *Australian Meteorological Magazine*, vol. 39, pp. 155–66.

- Murray, R.J. & Simmonds, I. 1991b, 'A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part II: Application to January and July general circulation model simulations', *Australian Meteorological Magazine*, vol. 39, pp. 167–80.
- Namias, J. 1972, 'Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil', *Tellus*, vol. 24, pp. 336–343.
- Nascimento, M.X. 2011, 'Estudo Sinótico e Comparação de Dois Casos de Ressacas Atípicas que Afetaram a Baía de Guanabara, no Estado do Rio de Janeiro.', Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).
- Nieto-Ferreira, R., Rickenbach, T.M. & Wright, E.A. 2011, 'The role of cold fronts in the onset of the monsoon season in the South Atlantic convergence zone', *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 137, no. 657, pp. 908–22.
- Oliveira, A.S. 1986, 'Interações entre sistemas frontais na América do Sul e convecção na Amazônia'.
- Oliveira, L.L., Vianello, R.L. & Ferreira, N.J. 2001, *Meteorologia Fundamental*, Edifapes, Erechim, RS.
- Palmén, E. & Newton, C.W. 1969, *Atmospheric Circulation Systems: their structure and physical interpretation*, Academic, San Diego, California.
- Pampuch, L.A. & Ambrizzi, T. 2016, 'SISTEMAS FRONTAIS SOBRE A AMÉRICA DO SUL PARTE II: MONITORAMENTO MENSAL EM DADOS DA REANÁLISE I DO NCEP/NCAR', *Ciência e Natura*, vol. 38, p. 105.
- Pescio, A.E., Dragani, W.C. & Martin, P.B. 2022, 'Performance of surface winds from atmospheric reanalyses in the Southwestern South Atlantic Ocean', *International Journal of Climatology*, vol. 42, no. 4, pp. 2368–83.
- PETROBRAS 2020a, *PROGRAMA DE MONITORAMENTO DE MORFODINÂMICA COSTEIRA NA PRAIA DAS PALMEIRAS EM CARAGUATATUBA, SP: JUNHO/2010 A MAIO/2011*.
- PETROBRAS 2020b, *PROGRAMA DE MONITORAMENTO DE MORFODINÂMICA COSTEIRA NA PRAIA DE JACONÉ, RJ: 2018*.
- Pezza, A.B., Ambrizzi, T., Pezza, A.B. & Ambrizzi, T. 2003, 'Variability of Southern Hemisphere Cyclone and Anticyclone Behavior: Further Analysis', [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<1075:VOSHCA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<1075:VOSHCA>2.0.CO;2).
- Pinheiro, H.R., Hodges, K.I., Gan, M.A. & Ferreira, N.J. 2017, 'A new perspective of the climatological features of upper-level cut-off lows in the Southern Hemisphere', *Climate Dynamics*, vol. 48, no. 1–2.
- Poli, P., Hersbach, H., Dee, D.P., Berrisford, P., Simmons, A.J., Vitart, F., Laloyaux, P., Tan, D.G.H., Peubey, C., Thépaut, J.-N., Trémolet, Y., Hólm, E. V., Bonavita, M., Isaksen, L. & Fisher, M. 2016, 'ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century', *Journal of Climate*, vol. 29, no. 11, pp. 4083–97.
- Reboita, M.S. 2008, 'Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade.', USP.

- Reboita, M.S., Ambrizzi, T., Porfírio, R., Paulo, U.D.S., Atmosféricas, D.D.C.,
Universitária, C. & Paulo, S. 2009, *Relationship between the SAM and the SH
atmospheric systems*, pp. 48–55.
- Reboita, M.S., Ambrizzi, T., Silva, B.A., Pinheiro, R.F. & da Rocha, R.P. 2019, 'The
South Atlantic Subtropical Anticyclone: Present and Future Climate', *Frontiers in
Earth Science*, vol. 7.
- Reboita, M.S., Gan, M.A., Rocha, R.P. da & Ambrizzi, T. 2010, 'Regimes de
precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica', *Revista Brasileira de
Meteorologia*, vol. 25, no. 2, pp. 185–204.
- Reboita, M.S., Nieto, R., Gimeno, L., da Rocha, R.P., Ambrizzi, T., Garreaud, R. &
Krüger, L.F. 2010, 'Climatological features of cutoff low systems in the Southern
Hemisphere', *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, no. D17, p. D17104.
- Reboita, M.S., da Rocha, R.P., Ambrizzi, T. & Sugahara, S. 2010, 'South Atlantic
Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model
(RegCM3)', *Climate Dynamics*, vol. 35, no. 7, pp. 1331–47.
- Reboita, M.S., da Rocha, R.P., de Souza, M.R. & Llopart, M. 2018, 'Extratropical
cyclones over the southwestern South Atlantic Ocean: HadGEM2-ES and
RegCM4 projections', *International Journal of Climatology*, vol. 38, no. 6.
- Reed, R.J. & Reed, R.J. 1979, 'Cyclogenesis in Polar Air Streams',
[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1979\)107<0038:CIPAS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1979)107<0038:CIPAS>2.0.CO;2).
- da Rocha, R.P., Reboita, M.S., Gozzo, L.F., Dutra, L.M.M. & de Jesus, E.M. 2019,
'Subtropical cyclones over the oceanic basins: a review', *Annals of the New
York Academy of Sciences*, vol. 1436, no. 1, pp. 138–56.
- Rodwell, M.J. & Hoskins, B.J. 1996, 'Monsoons and the dynamics of deserts', *Q. J.
R. Meteorol. Soc.*, vol. 22, pp. 1385–1404.
- Rodwell, M.J. & Hoskins, B.J. 2001, 'Subtropical anticyclones and summer
monsoons', *J. Clim.*, vol. 14, pp. 3192–3211.
- Roebber, P.J. 1984, 'Statistical Analysis and Updated Climatology of Explosive
Cyclones', [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1984\)112<1577:SAAUUCO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1984)112<1577:SAAUUCO>2.0.CO;2).
- Rosso, F., Boiaski, N., Ferraz, S. & Robles, T. 2018, 'Influence of the Antarctic
Oscillation on the South Atlantic Convergence Zone', *Atmosphere*, vol. 9, no.
11, p. 431.
- Rozante, J.R., Gutierrez, E.R., Fernandes, A. de A. & Vila, D.A. 2020, 'Performance
of precipitation products obtained from combinations of satellite and surface
observations', *International Journal of Remote Sensing*, vol. 41, no. 19, pp.
7585–604.
- Rusu, E., Conley, D. & Ferreira-coelho, E. 2008, 'A hybrid framework for predicting
waves and longshore currents', *Journal of Marine Systems*, vol. 69, pp. 59–73.
- Saha, S., Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y.-
T., Chuang, H., Iredell, M., Ek, M., Meng, J., Yang, R., Mendez, M.P., van den
Dool, H., Zhang, Q., Wang, W., Chen, M. & Becker, E. 2014, 'The NCEP

- Climate Forecast System Version 2', *Journal of Climate*, vol. 27, no. 6, pp. 2185–208.
- Satyamurty, P., Nobre, C.A. & Silva Dias, P.L. 1998, 'South America', *Meteorology of the Southern Hemisphere*, American Meteorological Society, Boston, MA, pp. 119–39.
- Seager, R., Murtugudde, R., Naik, N., Clement, A., Gordon, N. & Miller, J. 2003, 'Air–sea interaction and the seasonal cycle of the subtropical anticyclones', *J. Clim.*, vol. 16, pp. 1948–1966.
- Simmonds, I., Keay, K. & Tristram Bye, J.A. 2012, 'Identification and Climatology of Southern Hemisphere Mobile Fronts in a Modern Reanalysis', *Journal of Climate*, vol. 25, no. 6, pp. 1945–62.
- Sinclair, M.R. 1996, 'A Climatology of Anticyclones and Blocking for the Southern Hemisphere', *Monthly Weather Review*, vol. 124, no. 2, pp. 245–64.
- Siqueira, J. & Marques, V. da S. 2010, 'Structural characteristics of mesoscale convective systems over southeast Brazil related to cold frontal and non-frontal incursions', *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*, vol. 61, no. 01, pp. 49–61.
- Siqueira, J.R. & Marques, V.D. 2008, 'Occurrence frequencies and trajectories of mesoscale convective systems over southeast Brazil related to cold frontal and non-frontal incursions', *Australian Meteorological Magazine*, vol. 57, no. 4, pp. 345–57.
- Sterl, A. & Hazeleger, W. 2003, 'Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic Ocean', *Climate Dynamics*, vol. 21, no. 7–8, pp. 559–71.
- Thompson, D.W.J. & Wallace, J.M. 2000, 'Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability*', *Journal of Climate*, vol. 13, no. 5, pp. 1000–16.
- Venegas, S.A., Mysak, L.A. & Straub, D.N. 1997, 'Atmosphere–Ocean Coupled Variability in the South Atlantic', *Journal of Climate*, vol. 10, no. 11.
- Vianello, R.L. & Alves, A.R. 1991, *Meteorologia básica e aplicações*, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, Minas Gerais.
- Weare, B.C. & Newell, R.E. 1977, 'Empirical orthogonal analysis of atlantic ocean surface temperatures', *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 103, no. 437.
- Weisman, M.L. & Klemp, J.B. 1986, 'Characteristics of Isolated Convective Storms', *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, American Meteorological Society, Boston, MA.
- World Meteorological Organization 1998, *Guide to Wave Analysis*, WMO-No. 702, vol. 1998.
- Zilli, M.T., Carvalho, L.M.V. & Lintner, B.R. 2019, 'The poleward shift of South Atlantic Convergence Zone in recent decades', *Climate Dynamics*, vol. 52, no. 5–6, pp. 2545–63.

Clima de Ondas da Bacia de Santos

Capítulo II

Revisão 02

Dezembro/2022

II. CLIMA DE ONDAS

II.1 Introdução

Compreender o clima de ondas é fundamental para o planejamento, execução e otimização de atividades desenvolvidas no mar, dimensionamento de esforço e projetos de estruturas, além, é claro, de contribuir para a garantia da segurança das pessoas envolvidas na realização destas atividades. Apesar disso, entretanto, ainda não existem grandes bases de dados observacionais de ondas no Oceano Atlântico Sul (Chawla, Spindler & Tolman 2013; Cuchiara et al. 2009; Pianca, Mazzini & Siegle 2010). Desta forma, as reconstituições feitas utilizando modelagem numérica surgem como ferramentas essenciais para o entendimento do clima de ondas em todo o Atlântico Sul, incluindo, portanto, a região da Bacia de Santos.

Assim, neste capítulo são apresentados os principais resultados obtidos para a caracterização do clima de ondas da região geográfica da Bacia de Santos utilizando modelagem numérica. Para tanto, o trabalho é dividido da seguinte maneira: a seção II.2 expõe as principais informações que tangem à modelagem numérica empregada no escopo deste trabalho, contemplando desde a descrição dos modelos numéricos de ondas empregados para representar tanto as ondas em águas profundas como a transformação para águas intermediárias e rasas, além dos critérios e resultados obtidos durante as etapas de calibração e validação da modelagem. A seção II.3 apresenta a regionalização da Bacia de Santos feita considerando as principais características das ondas em águas profundas enquanto a seção II.4 apresenta as características gerais do clima de ondas para toda a área da Bacia em regime de águas profundas considerando cada região determinada. Na seção II.5 é descrita de forma detalhada a técnica de plotagem denominada PLEDS (*PLotting the Evolution of the Directional Spectrum*) utilizada para analisar as categorias de estado do mar da Bacia de Santos, que são expostas e analisadas na seção II.6. Na seção II.7 são apresentados a metodologia e os principais resultados obtidos para o aprimoramento da representação dos eventos severos de estado do mar. Por fim, as conclusões seguem na seção II.9 e as referências bibliográficas na seção II.10.

II.2 Modelagem numérica de ondas

II.2.1 WAVEWATCH III – Modelagem de ondas em águas profundas

O estado da arte dos modelos espectrais se encontra nos modelos de terceira geração, os quais resolvem a equação do balanço da energia espectral, que descreve a evolução do espectro da onda no domínio temporal, espacial e espectral, conforme equação abaixo:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \nabla \cdot [(C_g + U)E] = S$$

$E = E(k, \theta, x, t)$ é o espectro bidimensional de ondas em função dos parâmetros espectrais número de onda, k , e direção de propagação, θ ;

c_g é a velocidade de grupo das ondas em um referencial movendo-se com a corrente $U(x, t)$;

S é o termo fonte/sumidouro.

Em águas profundas, geralmente é aceito que $S = S_{in} + S_{dl} + S_{nl}$, sendo S_{in} a entrada de energia (input) do vento, S_{dl} a dissipação da onda e S_{nl} as interações não-lineares onda-onda. Conforme a profundidade vai diminuindo, pode-se ainda adicionar à formulação do modelo um quarto termo, que considera as interações da onda com o fundo (S_{bot}). Em águas muito rasas, a quebra da onda induzida pela profundidade (S_{br}) e as interações não-lineares triplas (S_{tr}) também se tornam importante. Assim, considerando o regime de ondas de águas profundas, o termo de entrada de energia do vento é o elemento mais importante da modelagem de ondas. A transferência de energia para o campo de ondas é alcançada através da tensão de cisalhamento superficial aplicada pelo vento, a qual varia aproximadamente com o quadrado da velocidade do vento. Dessa forma, um erro na especificação do vento leva a significativos erros na energia das ondas e, conseqüentemente, em parâmetros tais como altura significativa (WMO, 1998).

Neste sentido, o WAVEWATCH III® (The WAVEWATCH III (R) Development Group (WW3DG) 2016; Tolman 2014) – popularmente conhecido como WW3 – é justamente um modelo espectral de ondas de terceira geração,

amplamente utilizado pelos principais centros de estudos meteoceanográficos e de previsão de ondas do mundo e, inclusive, do Brasil, como é o caso do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) e da Marinha do Brasil. No que se refere aos termos de input e dissipação, o WW3 inclui diferentes pacotes (ou físicas), a saber: ST1 (ou WAM3) (Komen, Hasselmann & Hasselmann 1984), ST2 (ou TC96) (Tolman & Chalikov 1996), ST3 (WAM4+) (Janssen 1991), e, desenvolvidos mais recentemente, ST4 (Ardhuin et al. 2010) e ST6 (ou BYDRZ) (Zieger et al. 2015).

O pacote ST4 é descrito por Ardhuin et al. (2010) e propõe um conjunto de parametrizações para o termo de dissipação das ondas baseado em propriedades conhecidas da dissipação do *swell* e da estatística de quebra de ondas. Nesse caso, a dissipação por *whitecapping* é considerada como um processo de duas fases, representadas por um termo de quebra inerente e um efeito acumulativo, e se tem a inclusão de um termo para dissipação do *swell*. Em relação ao S_{in} , as parametrizações consideradas foram adaptadas de Janssen (1991) com modificações de Bidlot & Janssen (2007). Na formulação do S_{in} , dependendo da qualidade e características dos campos de vento utilizados como forçante, o parâmetro adimensional de crescimento de ondas β_{max} pode ser ajustado. Um estudo amplo sobre a calibração e ajuste dos parâmetros da formulação ST4 pode ser encontrado no trabalho de Kaiser et al. (2022).

As parametrizações implementadas no pacote ST6 (BYDRZ) (Zieger et al. 2015), por sua vez, são baseadas em experimentos realizados em campo (AUSWEX) e descrevem o S_{in} como um processo dependente da esbeltez da onda e da separação ar-escoamento, além de considerar uma taxa de crescimento negativa quando na presença de ventos contrários. Além disso, o S_{dis} é caracterizado por um termo de quebra inerente, um termo de dissipação acumulativa e um termo devido a produção de turbulência pelas ondas, o qual é especialmente relevante no decaimento do *swell*. No ST6, o ajuste ao campo

de vento utilizado como forçante pode ser feito através do parâmetro FAC, sendo este parâmetro de efeito similar ao β_{max} (ST4). Assim como anteriormente mencionado para a formulação ST4, no trabalho de Kaiser et al. (2022) é apresentado um maior detalhamento quanto à calibração do FAC para a formulação ST6 para o Atlântico Sul.

II.2.2 Calibração e validação da modelagem de ondas em águas

profundas

Além das diferentes parametrizações físicas disponíveis para implementação nos modelos de ondas, o uso de distintos campos de vento com diferentes esquemas de assimilação de dados e resolução como forçante atmosférica nos modelos numéricos de ondas torna imprescindível o processo de calibração dos modelos de onda para que os resultados gerados reproduzam a realidade da forma mais fidedigna possível. Assim, a calibração do modelo desenvolvido e posterior validação dos resultados é fundamental para a criação de uma reconstituição assertiva do clima de ondas de uma região.

Neste sentido, com o intuito de melhor representar as condições de estado do mar na área geográfica da Baía de Santos, foram desenvolvidas três grades numéricas utilizadas no modelo de forma aninhada de modo que a grade de menor resolução transfere informações para a grade de maior resolução. A grade de menor resolução espacial apresenta resolução de 1° e cobre toda a região do Oceano Atlântico Sul e Norte enquanto a grade de maior resolução apresenta resolução espacial de 0,1° e abrange a região ao largo do litoral Sul e Sudeste brasileiro – abrangendo, portanto, a região da Baía de Santos. Os dados de batimetria utilizados para os domínios computacionais considerados foram obtidos a partir da base de dados digitais proveniente da compilação do ETOPO-1 do *National Geophysical Data Center/Geodas Databases* (NGDA/GEODAS – NOAA) e de Cartas Náuticas, cedidas pelo Centro de Hidrografia da Marinha (CHM). Em relação às grades espectrais, o espectro de densidade de energia foi discretizado considerando 35 frequências (ou números de onda), espaçadas logaritmicamente desde 0,0377 Hz (26,5 s)

até 0,963 Hz (1.04 s), e 36 direções, espaçadas linearmente com intervalo de 10° - esta configuração foi aplicada para todas as grades utilizadas. Os detalhes acerca das grades numéricas utilizadas são apresentados na Tabela II-1 e as respectivas representações espaciais são ilustradas na Figura II-1.

Tabela II-1 - Principais características das grades numéricas utilizadas para gerar a reconstituição do clima de ondas em águas profundas da Bacia de Santos.

Grade	$\Delta x,y$	Nx	Ny	Lati	Latf	Loni	Lonf
global	1°	111	141	-80°	60°	-90°	20°
southatl	0,25°	121	161	-45°	-5°	-65°	-10°
santos10	0,1°	451	221	-40	-18	-65	-20

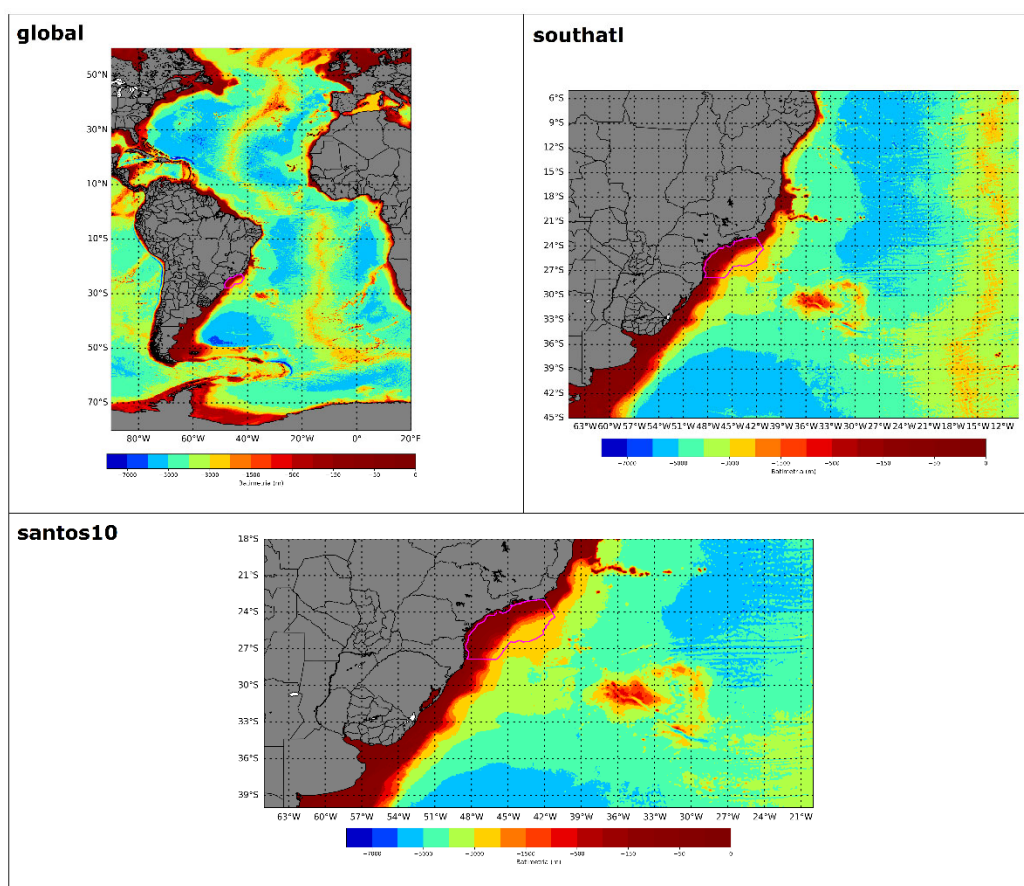


Figura II-1 – Representação espacial das grades numéricas (global, southatl e santos10) utilizadas para gerar a reconstituição do clima de ondas em águas profundas da Bacia de Santos.

Mais de 30 simulações foram feitas considerando o período de um ano (2012) com o intuito de calibrar a modelagem de ondas para águas profundas

utilizando as grades de maior cobertura espacial (*global* e *southatl*) – a grade com maior resolução foi utilizada com o objetivo principal de refinar os resultados na região de interesse. O uso destas duas grades no processo de calibração permitiu a realização de inúmeros testes, o que não seria viável computacionalmente caso fossem feitas simulações com grades de maior resolução. Adotando essa estratégia foi possível determinar um intervalo menor de testes a serem feitos com a grade de maior resolução para determinar qual configuração do modelo é capaz de gerar resultados com maior qualidade para a região da BS. É imprescindível mencionar que, apesar de não ter sido utilizada para calibração nas mais de 30 simulações realizadas, os resultados da grade *santos10* foram posteriormente validados pontual e espacialmente.

O processo de calibração considerou as mais recentes reanálises de vento como forçantes no modelo de ondas – a reanálise CFSR do NCEP/NOAA e a reanálise ERA5 produzida pelo ECMWF – bem como as parametrizações físicas ST4 e ST6. Vale salientar que a reanálise CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis*) é a terceira geração de produtos de reanálise do NCEP/NOAA com cobertura global, e inclui acoplamento entre atmosfera e oceano durante as primeiras 6 horas, um modelo de gelo marinho interativo e assimilação de radiâncias de satélite (Saha et al. 2014). O produto de vento utilizado refere-se à variável do vento à 10 m de altitude e apresenta resolução espacial de cerca de 38 km e temporal de 1 hora. Por outro lado, a ERA5 é a quinta geração de reanálise global produzida pelo ECMWF, apresenta assimilação de dados do tipo 4D-Var a cada 12 horas, resolução espacial de 31 km para os produtos de vento e temporal horária (Hersbach et al. 2020a).

Deste modo, os diversos testes de calibração nesta etapa visaram a modificação dos parâmetros que controlam a transferência de energia dos campos de vento para o campo de ondas (β_{\max} no caso do ST4 e FAC no caso do ST6) com o intuito de melhor representar o estado do mar na região da Bacia de Santos. Os índices estatísticos utilizados no processo de calibração e posteriormente na validação dos resultados dos 20 anos (janeiro de 2001 até dezembro de 2020) da modelagem numérica foram: índice de correlação

(correlação de Pearson - CORR), raiz do erro médio quadrático (RMSE), raiz do erro médio quadrático normalizado (NRMSE), viés (BIAS), viés normalizado (NBIAS) e índice de espalhamento (SI), conforme as equações que seguem. Por serem utilizadas em trabalhos recentes que despendem esforços em apresentar os resultados obtidos para diferentes configurações do WW3 – como é o caso de Stopa (2018) e Stopa et al. (2016) –, estas métricas foram escolhidas para representar de forma comparativa a qualidade dos resultados obtidos. Vale destacar que a calibração e validação espacial da modelagem foi feita considerando os dados de altura significativa das ondas disponibilizados pelo IMOS (*Integrated Marine Observing System*) através do *Australian Ocean Data Network* (AODN), uma iniciativa que distribui dados de altura das ondas e velocidade dos ventos coletados por altímetros desde 1985. Todos os dados desta base são calibrados considerando as boias do NDBC (*National Data Buoy Center*) e validados com dados de boias independentes e em pontos de cruzamento com altímetros a bordo de outras missões. Já a calibração e a validação pontual foram feitas considerando os dados coletados pelas boias do PNBOIA fundeadas ao largo das cidades de Santos (SP) e Florianópolis (FL) – respectivas localizações indicadas na Figura II-2.

- Correlação de Pearson (CORR) – Índice utilizado para medir as relações entre as variáveis e o que elas representam.

$$\text{CORR} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{(\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2)}}$$

- Raiz do erro médio quadrático (RMSE) – Índice utilizado para avaliar a magnitude do módulo do erro do modelo em relação aos dados observacionais. Sua versão normalizada (NRMSE) é descrita em termos percentuais.

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2}{n}}$$

$$\text{NRMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2}{\sum_{i=1}^n x_i^2}}$$

- Índice de espalhamento (SI) – Índice que indica o erro percentual do sistema em função dos valores médios.

$$SI = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [(y_i - \bar{y}) - (x_i - \bar{x})]^2 / \bar{x}}$$

- Viés (BIAS) – Parâmetro que mede o desvio médio entre os resultados do modelo e as medições (um valor positivo de BIAS indica que o modelo tende a superestimar as medições, enquanto um valor de BIAS negativo significa que o modelo tende a subestimar as medições). Sua versão normalizada (NBIAS) é descrita em termos percentuais.

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - x_i)}{n}$$

$$NBIAS = \frac{\bar{y} - \bar{x}}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^2}}$$

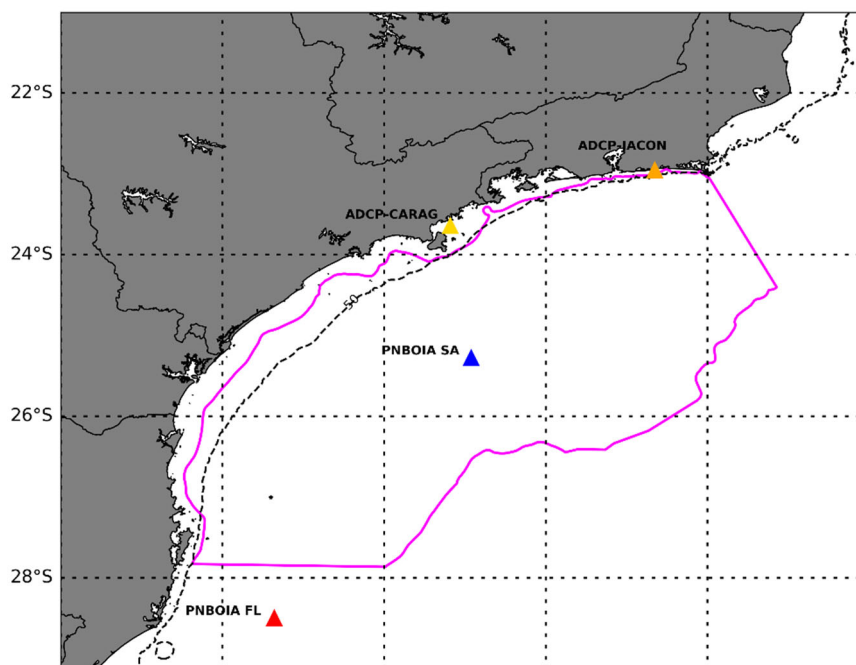


Figura II-2 – Localização das estações de medições utilizadas para calibração e validação pontual da modelagem numérica de águas profundas (boias PNBOIA FL e PNBOIA SA) e de águas intermediárias e rasas (ADCP-JACON e ADCP-CARAG).

Assim, após extensivos testes de calibração, a simulação que apresentou os melhores resultados considerando tanto a avaliação espacial para a região da Bacia de Santos como a avaliação nos pontos de interesse foi configurada utilizando como forçantes os campos de ventos e gelo do ERA5, a parametrização física ST6 redimensionando a parametrização do arrasto do vento utilizando o coeficiente FAC igual a 1,23. Os resultados da validação dos 20 anos de reconstituição do clima de ondas utilizando esta configuração são apresentados na Figura II-3 e na Figura II-4.

A distribuição de probabilidade dos quantis (Figura II-3 – painel da esquerda) e o gráfico de dispersão (Figura II-3 – painel da direita) evidenciam a qualidade da reconstituição desenvolvida, mostrando que os resultados da modelagem numérica conseguem acompanhar com acurácia o comportamento médio dos dados mensurados pelos altímetros na região. Os índices estatísticos exibidos no painel direito da Figura II-3 mostram que, em média para a região da Bacia de Santos, a reconstituição de ondas apresenta coeficiente de correlação de 0,93 com índice de espalhamento de 14% e viés normalizado (NBIAS) de 1%. Analisando a Figura II-4 é possível constatar que estes parâmetros não apresentam uma grande variabilidade em sua distribuição ao longo da região de interesse. Quanto aos valores obtidos para o viés normalizado (NBIAS), apesar de haver uma alternância entre valores positivos e negativos em toda a região, estes valores são sempre bem próximos a zero, mostrando que a simulação apresenta um comportamento similar ao que fora apresentado por Stopa et al. (2016) utilizando a parametrização ST4 para a mesma área – os resultados aqui obtidos para esta métrica se mostram superiores aos obtidos por Stopa et al. (2016) utilizando as parametrizações ST2, ST3 e ST6. Em relação ao índice de espalhamento (SI), a distribuição pela área de interesse se mostra homogênea em torno de 14%, resultado também semelhante ao observado por Stopa et al. (2016) para esta porção do Atlântico Sul.

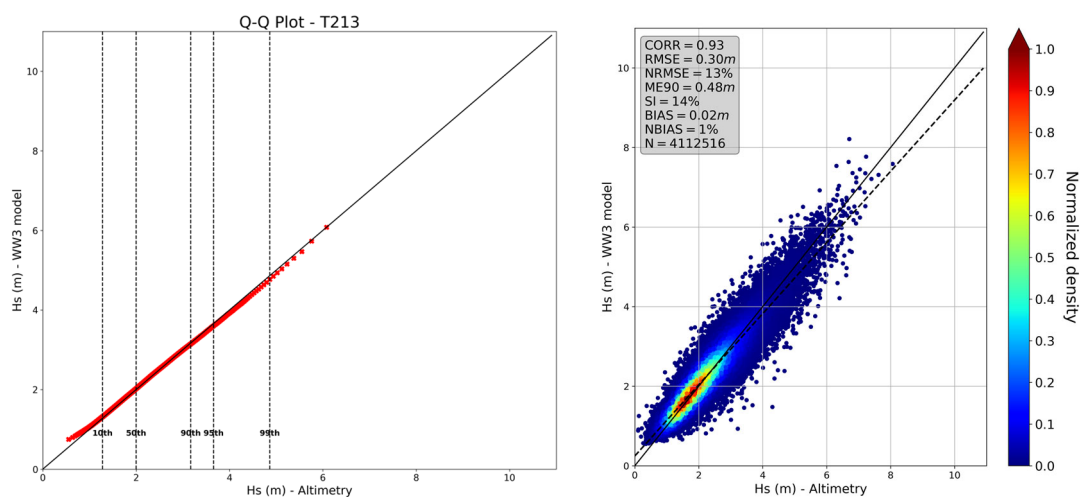


Figura II-3 - Gráfico quantil-quantil (QQ-Plot–painel da esquerda) e gráfico de dispersão (painel da direita) comparandoos dados de altimetria e dos resultados da modelagem numérica para toda a extensão da Bacia de Santos e área adjacente, considerando o período compreendido entre janeiro de 2001 e dezembro de 2020.

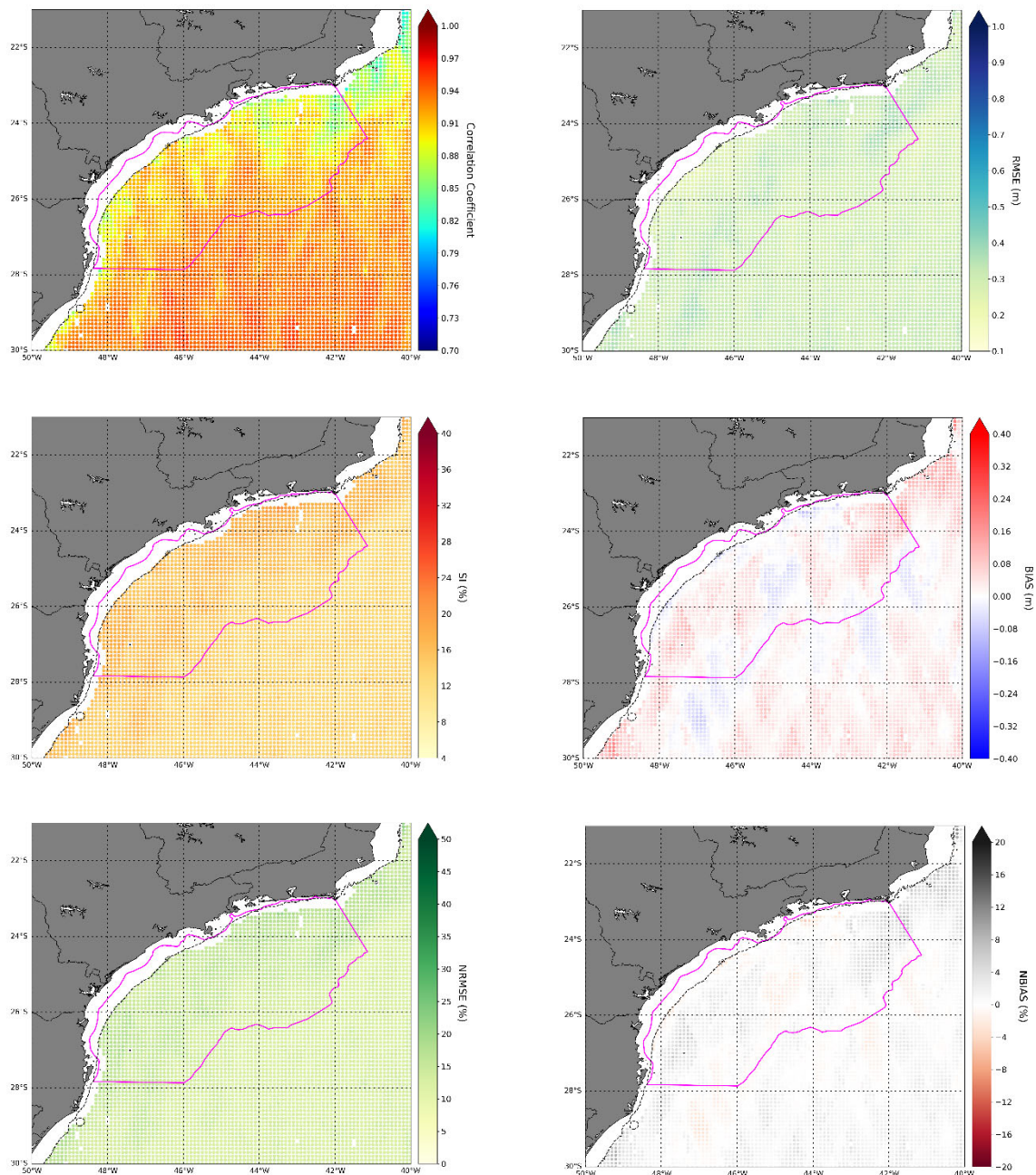


Figura II-4 - Distribuição espacial dos índices estatísticos (CORR, RMSE, SI, BIAS, NRMSE e NBIAS) utilizando as informações de altura significativa dos altímetros como referência. Comparação feita com resultados da modelagem numérica referente ao período de janeiro/2001 até dezembro/2020.

A validação pontual mostra que a modelagem numérica conseguiu reproduzir de forma satisfatória o estado do mar nos dois pontos analisados. Como pode-se constatar através da Tabela II-2, os valores obtidos para o

índice de correlação (CORR) de altura significativa em ambos os pontos (PNBOIA Santos e PNBOIA Florianópolis) são superiores a 0,90, destacando a capacidade do modelo numérico em acompanhar a tendência dos dados. Além disso, o índice de espalhamento (SI) de 15% para ambos os pontos e os valores de viés normalizado (NBIAS) inferiores a 5% evidenciam a acurácia dos resultados da modelagem em termos de altura das ondas. Se compararmos os valores obtidos com resultados de validação de trabalhos que utilizaram modelagem de ondas (Alves et al. 2009; Appendini et al. 2014; Bosserelle, Pattiaratchi & Haigh 2012; Chawla, Spindler & Tolman 2013; Kaiser et al. 2022; Padilla-Hernández et al., 2007) observa-se que os índices de erro aqui obtidos para Hs, Tp e Dp estão, em todos os pontos, próximos ou melhores que os valores encontrados na literatura.

Tabela II-2 - Índices estatísticos obtidos a partir da comparação dos resultados da modelagem numérica com dados coletados pelas boias PNBOIA SA e FL. O painel superior exibe os resultados obtidos para o parâmetro altura significativa (Hs), o painel central apresenta os resultados obtidos para o parâmetro período de pico (Tp) e o painel inferior exibe os resultados obtidos para o parâmetro direção de pico das ondas (Dp).

Altura significativa – Hs (m)						
ID	CORR	RMSE (m)	NRMSE (%)	SI (%)	BIAS (m)	NBIAS (%)
PNBOIA SA	0,91	0,30	14	15	-0,03	-1
PNBOIA FL	0,92	0,31	14	15	0,07	3
Período de pico – Tp (s)						
ID	CORR	RMSE (m)	NRMSE (%)	SI (%)	BIAS (m)	NBIAS (%)
PNBOIA SA	0,70	2,0	20	20	0,48	5
PNBOIA FL	0,68	1,93	20	20	0,47	5
Direção de pico – Dp (°)						
ID	CORR	RMSE (m)	NRMSE (%)	SI (%)	BIAS (m)	NBIAS (%)
PNBOIA SA	0,76	37,5	24	25	-10,5	-7
PNBOIA FL	0,71	45,6	33	36	-9,5	7

II.2.3 SWAN – Modelagem de ondas em águas intermediárias e rasas

Para as simulações de águas intermediárias e rasas, o modelo numérico SWAN foi utilizado considerando um esquema de grade numérica não estruturada, cuja extensão pode ser observada na Figura II-5. Como se pode verificar, esta grade se estende desde regiões com profundidades superiores a 3000 m até regiões bem próximas à costa, englobando tanto a região de Caraguatatuba-SP como a área de Jaconé-RJ. Como neste tipo de grade é possível utilizar uma maior resolução nos pontos de interesse, esta grade apresenta resoluções que variam desde 0,05° (aproximadamente 5 km) na região offshore até 0,01° (aproximadamente 1 km) próximo às regiões de maior interesse (Caraguatatuba-SP e Jaconé-RJ). Os resultados gerados com o SWAN foram utilizados para caracterizar a transformação das ondas em águas na região da Plataforma Continental bem como servir como subsídio para os estudos de deriva litorânea.

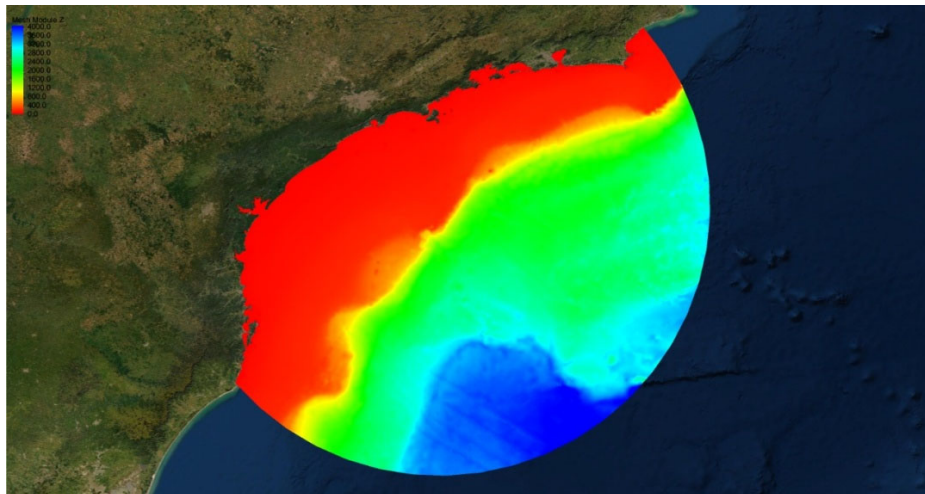


Figura II-5 - Área de abrangência da grade não estruturada desenvolvida para a região de interesse. A escala de cores indica a batimetria da região (tons de azul indicam maiores batimetrias e tons de vermelho indicam menores valores de batimetria).

II.2.4 Calibração e validação da modelagem de ondas em águas

intermediárias e rasas

Com o objetivo de representar de forma adequada as condições de estado do mar nas regiões de Caraguatatuba-SP e Jaconé-RJ, a grade do SWAN recebeu informações da modelagem numérica de águas profundas nos pontos de fronteira buscando, através do uso da grade não estruturada, a melhor representação das ondas nos pontos de interesse. Entretanto, além de verificar a correta transformação das ondas para águas rasas, foram feitos diversos testes com diferentes parametrizações físicas e, inclusive, considerando também o vento como forçante no modelo SWAN. Apesar do vento não influenciar muito na transformação de águas rasas quando estamos lidando com grades muito pequenas, como a Bacia de Santos é bastante extensa e a grade empregada no SWAN considerou toda a região geográfica da Bacia, considerou-se que o vento nesta região poderia influenciar na geração de ondas localmente.

Desta forma, a simulação para águas intermediárias e rasas que apresentou melhor resultado foi desenvolvida considerando a formulação ST6 (Rogers, Babanin & Wang 2012) para *input* do vento e *whitecapping* e para o crescimento das ondas foi utilizado o termo de Cavaleri & Malanotte-Rizzoli (1981). Para validar os resultados obtidos, os resultados da modelagem de águas rasas foram avaliados pontualmente considerando cerca de 14 meses de dados coletados pelo ADCP-Caraguatatuba (ADCPCARAG – Figura II-2) e aproximadamente 11 meses de dados amostrados pelo ADCP-Jaconé (ADCP-JACON – Figura II-2) de modo que as mesmas métricas estatísticas consideradas no processo de calibração e validação da modelagem de águas profundas foram consideradas. A Figura II-6 e a Figura II-7 exibem os gráficos de dispersão (com as respectivas métricas de erro) e os gráficos quantil-quantil para os pontos do ADCP-Caraguatatuba e ADCP-Jaconé, respectivamente. Da análise destas figuras, constata-se que os resultados da modelagem numérica para o ponto do ADCP-Caraguatatuba subestimam os valores de altura significativa somente após o 99º percentil e para o ponto do ADCP-Jaconé esta subestimação é observada a partir do 97º percentil. Em ambos os casos, o

índice de correlação encontrado foi superior a 0,86, o índice de espalhamento obtido foi de 16%, o erro médio quadrático normalizado foi de 15% e o bias (viés) de apenas 0,02 m negativos. Desta maneira, confirma-se que o modelo de águas rasas apresentou performance satisfatória para ambos os pontos de interesse.

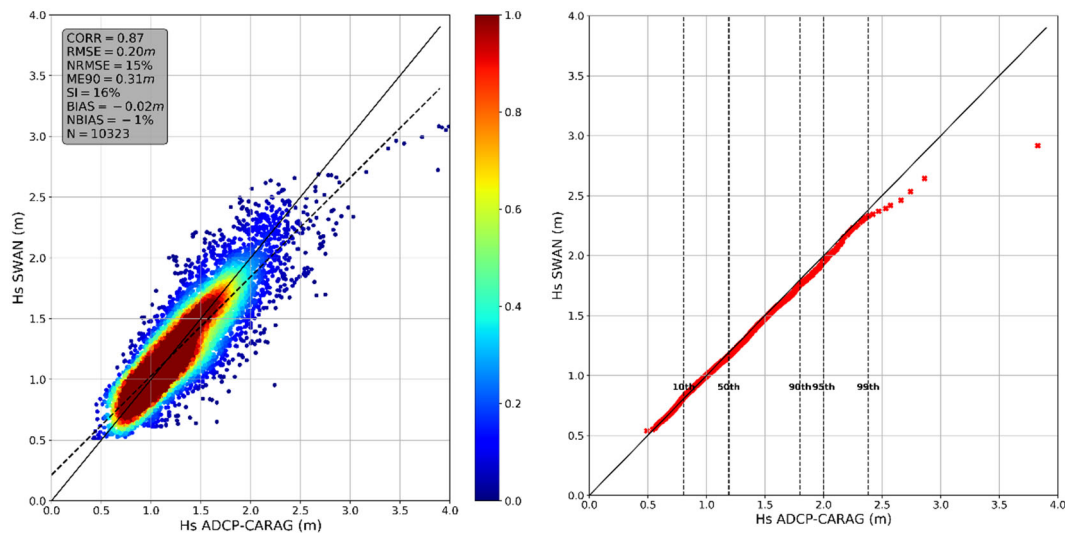


Figura II-6 - Gráfico de dispersão (painel da esquerda) e gráfico quantil-quantil (QQ-Plot – painel da direita) comparando os dados coletados pelo ADCP-Caraguatatuba e os resultados da modelagem numérica para o mesmo ponto. As métricas estatísticas obtidas a partir desta comparação são exibidas no painel da esquerda.

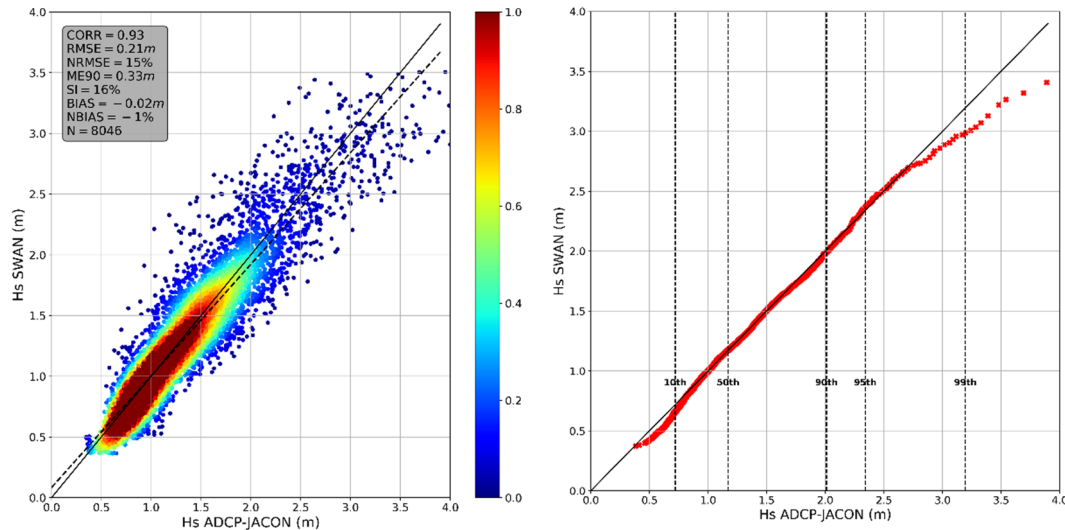


Figura II-7 - Gráfico de dispersão (painel da esquerda) e gráfico quantil-quantil (QQ-Plot – painel da direita) comparando os dados coletados pelo ADCP-Jaconé e os resultados da modelagem numérica para o mesmo ponto. As métricas estatísticas obtidas a partir desta comparação são exibidas no painel da esquerda.

II.3 Regionalização da Bacia de Santos – Águas profundas

Considerando a extensão geográfica da Bacia de Santos, antes de determinar as principais características do clima de ondas, é preciso analisar como as principais características das ondas variam espacialmente. A partir desta análise são apontadas regiões homogêneas segundo as principais características das ondas de modo que a descrição do clima de ondas seja feito de forma adequada – não mais por um único ponto, mas sim por um ponto representativo de cada área homogênea. Para tanto, o método denominado *Regional Frequency Analysis* (Hosking & Wallis 2005) (RFA) e que faz uso dos parâmetros estatísticos conhecidos como *L-moments* para determinar regiões homogêneas foi utilizado. Diferente dos momentos estatísticos convencionais, a estatística baseada nos *L-moments* é muito pouco enviesada inclusive para conjunto de dados pequenos (que é geralmente o caso das variáveis ambientais) e apresenta uma distribuição bem próxima à distribuição normal. Assim, este tipo de estatística se mostra como especialmente interessante para o estudo de dados ambientais que geralmente exibem padrões de assimetria moderados ou altos (Hosking & Wallis 2005).

Após diversas análises a respeito dos parâmetros de ondas, os resultados estatísticos (*L-moments*) considerando somente o parâmetro da altura significativa das ondas foram utilizados como indicativos de variabilidade, assimetria e curtose dos resultados da modelagem numérica (20 anos de reconstituição). Com isso, técnicas de aprendizado de máquina foram utilizadas para definir a quantidade de regiões estatisticamente homogêneas e o limite entre elas (emprego do método K-Means e do método do cotovelo – *elbow method*). A consolidação das áreas homogêneas foi feita, por fim, a partir da aplicação do teste de heterogeneidade sugerido por Hosking & Wallis (2005) e o ponto central representativo de cada região homogênea foi obtido através da análise da função de densidade de probabilidade de cada um de seus pontos. A partir desta análise foi possível verificar a dispersão e a heterogeneidade existente dentro de cada região, além de evidenciar possíveis pontos discrepantes. Além disso, foi a partir da avaliação conjunta entre a função de densidade de probabilidade de cada um dos pontos e a distribuição da região como um todo que foi possível, finalmente, identificar o ponto que melhor representa cada região homogênea. Assim, a partir da série temporal dos parâmetros de interesse e dos espectros de onda deste ponto representativo que o clima de ondas passa a ser descrito para cada uma das regiões homogêneas.

As regiões da Baía de Santos determinadas como homogêneas segundo o parâmetro de altura significativa das ondas são apontadas na Figura II-8 a seguir. As estrelas indicam os pontos centrais representativos de cada área. Estes pontos foram estabelecidos como centrais não por suas localizações geográficas, mas sim pela proximidade da distribuição de densidade de probabilidade de suas séries de H_s e a distribuição regional da área em que está inserido, como mencionado anteriormente. Como toda a modelagem de ondas já havia sido desenvolvida quando da conclusão do estudo acerca da regionalização da Baía de Santos em relação às características do estado do mar, o modelo não foi configurado para gerar saídas espectrais nos pontos indicados como centrais. Desta forma, foram buscados os pontos com saídas espectrais mais próximos aos centrais – e estes pontos com saídas espectrais

estão sinalizados na Figura II-8 através de cruzes. Com isso, torna-se possível realizar todo o estudo de categorias do estado do mar baseado nos resultados espectrais dos três pontos, que passam a ser representativos de cada uma das regiões homogêneas na Bacia de Santos. A distribuição de densidade regional e a distribuição da densidade de probabilidade dos resultados obtidos para os pontos com saída espectral mais próximos aos pontos centrais de cada região é exibido na Figura II-9. Nesta figura observa-se claramente que a distribuição dos dados destes pontos é bem próxima à distribuição regional. Portanto, é possível considerar, sem prejuízos nas futuras análises, que estes são pontos que representam de forma satisfatória as regiões homogêneas da Bacia de Santos. Assim, as análises de categorias de estado do mar foram feitas a partir da elaboração das PLEDS para estes três pontos.

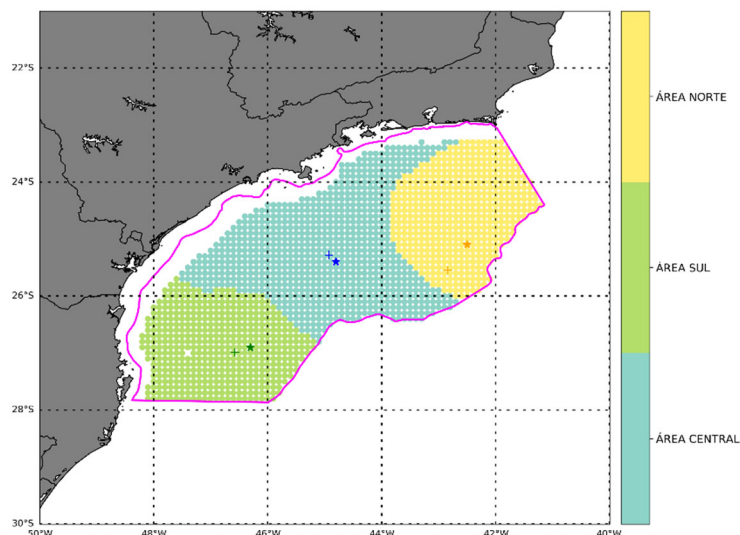


Figura II-8 - Regiões definidas a partir da consideração conjunta das estatísticas de H_s e fixando o número de clusters em 3. As estrelas indicam os pontos centrais de cada região homogênea enquanto as cruzes marcam os pontos com saída espectral mais próximos aos centrais de cada região.

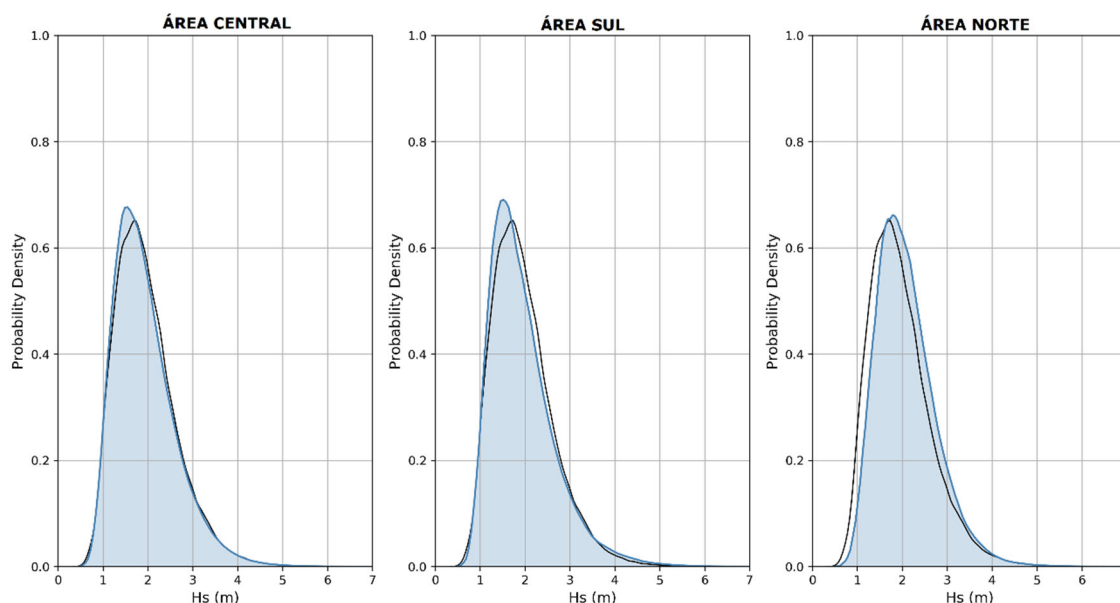


Figura II-9 - Distribuição de densidade regional para cada uma das regiões (azul) e distribuição da densidade de probabilidade dos resultados obtidos para os pontos com saída espectral mais próximos aos pontos centrais de cada região.

II.4 Características gerais do clima de ondas da Bacia de Santos em águas profundas

A partir da definição das principais categorias de estado do mar na região da Bacia de Santos e posterior categorização dos registros para cada um dos pontos centrais das regiões homogêneas, foram feitas análises estatísticas a fim de determinar as características predominantes das ondas em cada um dos pontos de interesse. De modo geral, o estado do mar na Bacia de Santos pode ser caracterizado através da análise dos principais parâmetros de onda (H_s , T_p e D_p) obtidos como resultados da reconstituição de 20 anos (jan/2001 até dez/2020) feita para os pontos representativos das três regiões que definem a Bacia. Como uma forma de visualizar de maneira mais completa as estatísticas mensais dos resultados obtidos para cada ponto de interesse, foram construídos gráficos do tipo boxplot. Estas representações gráficas permitem visualizar facilmente as principais características da distribuição das amostras, com a representação direta das métricas estatísticas referentes ao primeiro quartil (25° percentil), segundo quartil (50° percentil ou mediana),

terceiro quartil (75° percentil), valores médio, mínimo e máximo.

Assim, a Figura II-10, a Figura II-11 e a Figura II-12 exibem os boxplots mensais do parâmetro Hs feito com os resultados dos pontos representativos da Área Sul, da Área Central e da Área Norte, respectivamente. No caso dos três pontos, é possível observar que o maior valor médio de Hs ocorre no mês de setembro e no caso dos pontos representativos das áreas Sul e Norte, o valor médio de Hs e a mediana no mês de setembro são quase coincidentes – no caso da Área Central os valores médio e mediano são próximos, com a média sendo ligeiramente superior à mediana no mês de setembro. Esta concordância entre os valores médio e mediano indica que a distribuição dos valores de Hs neste mês é praticamente simétrica, não havendo a ocorrência de muitos *outliers* (ou valores de Hs muito distantes do valor médio). Desta maneira, os resultados indicam que, historicamente, o mês de setembro apresenta valores mais elevados de Hs. Complementarmente, os menores valores médios de Hs para os três pontos são observados nos meses de fevereiro e março. Neste caso também é observada uma baixa dispersão nos resultados (marcada pelos curtos retângulos destes meses, como pode-se constatar nas três figuras a seguir).

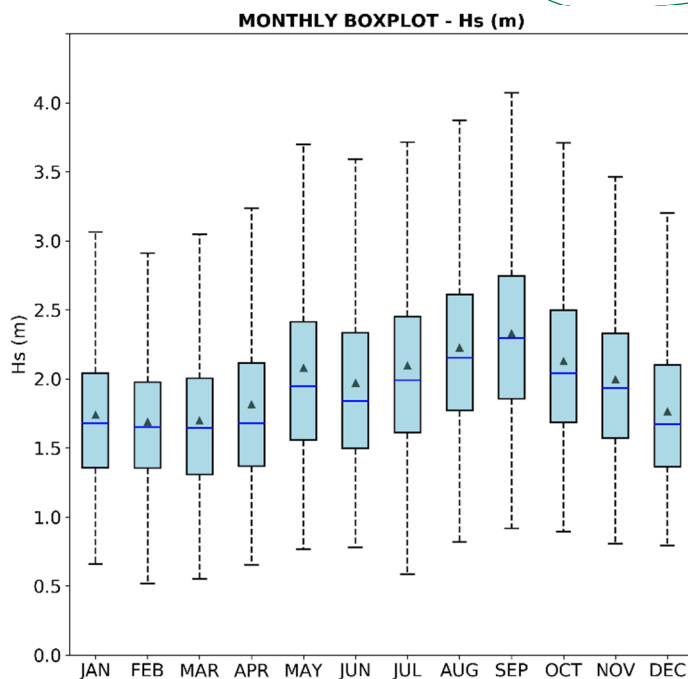


Figura II-10 - Boxplot mensal apresentando a distribuição mensal do parâmetro altura significativa das ondas (Hs) no ponto representativo da Área Sul. O limite inferior do retângulo indica o primeiro quartil (25° percentil) e o limite superior indica o terceiro quartil (75° percentil). A linha no interior do retângulo marca a mediana do conjunto de dados (segundo quartil ou 50° percentil) enquanto o triângulo indica o valor médio. As barras tracejadas representam o desvio padrão do conjunto de dados – o limite superior (inferior) indica o valor máximo (mínimo) dos dados.

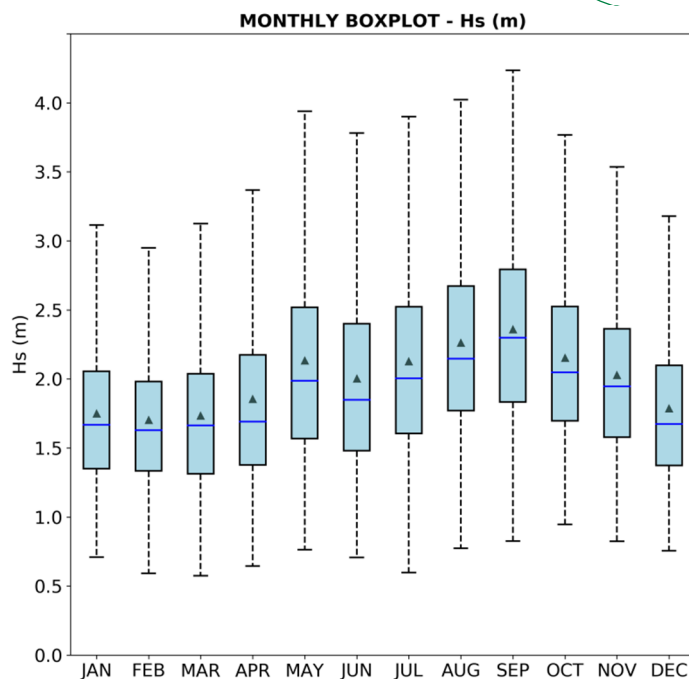


Figura II-11 - Boxplot mensal apresentando a distribuição mensal do parâmetro altura significativa das ondas (Hs) no ponto representativo da Área Central. O limite inferior do retângulo indica o primeiro quartil (25° percentil) e o limite superior indica o terceiro quartil (75° percentil). A linha no interior do retângulo marca a mediana do conjunto de dados (segundo quartil ou 50° percentil) enquanto o triângulo indica o valor médio. As barras tracejadas representam o desvio padrão do conjunto de dados – o limite superior (inferior) indica o valor máximo (mínimo) dos dados.

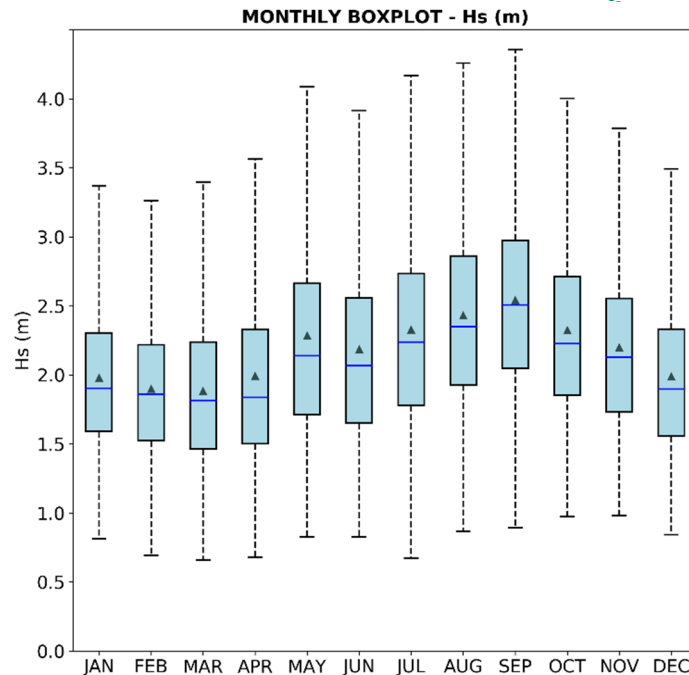


Figura II-12 - Boxplot mensal apresentando a distribuição mensal do parâmetro altura significativa das ondas (Hs) no ponto representativo da Área Norte. O limite inferior do retângulo indica o primeiro quartil (25° percentil) e o limite superior indica o terceiro quartil (75° percentil). A linha no interior do retângulo marca a mediana do conjunto de dados (segundo quartil ou 50° percentil) enquanto o triângulo indica o valor médio. As barras tracejadas representam o desvio padrão do conjunto de dados – o limite superior (inferior) indica o valor máximo (mínimo) dos dados.

Em termos direcionais, nota-se uma grande relação entre os resultados das áreas Sul e Central, com grande predominância de ondas se propagando dos quadrantes Leste (41% e 40%, respectivamente para as áreas Sul e Central) e Sul (38% e 37,8%, respectivamente para as áreas Sul e Central) – Figura II-13 e Figura II-14, respectivamente. Em ambos os casos, menos de 20% das ondas se propagam da direção Sudeste (o restante das ocorrências têm direção de propagação de sudoeste e nordeste, mas são quase imperceptíveis nas rosas devido ao valor percentual bem baixo – inferior a 2%). Esta similaridade nos resultados obtidos nos faz entender que boa parte das ondas que se propagam pela Área Sul também atingem a Área Central. Este padrão já não é observado na rosa direcional do ponto representativo da Área Norte, apresentada na Figura II-15. Neste caso, apesar de mais de 30% das ondas se propagarem do quadrante Sul, há uma maior distribuição direcional

das ondas. Aqui, mais de 20% das ondas se propagam de Nordeste, ficando a componente de Leste em segundo plano com cerca de 20% das ocorrências. Apesar de pouco significativa em termos percentuais, neste ponto é possível verificar na rosa direcional a ocorrência de ondas de Sudoeste que, conforme indica a barra de cores do painel esquerdo, podem apresentar valores de Hs superiores a 3,0 m.

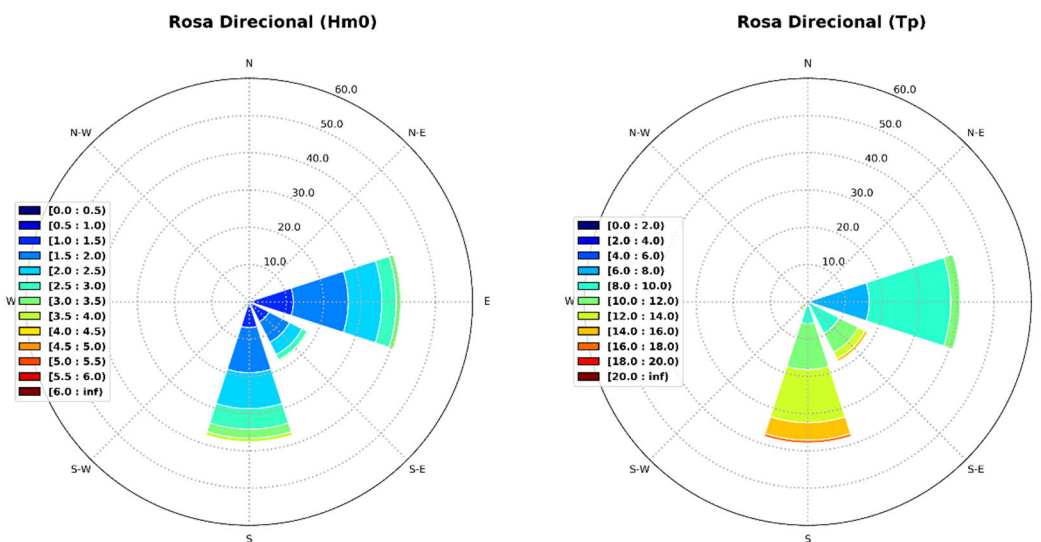


Figura II-13 - Rosas direcionais de onda representando o percentual de ocorrência de cada classe de Hs (painel da esquerda) e de Tp (painel da direita) dos resultados obtidos para o ponto representativo da Área Sul.

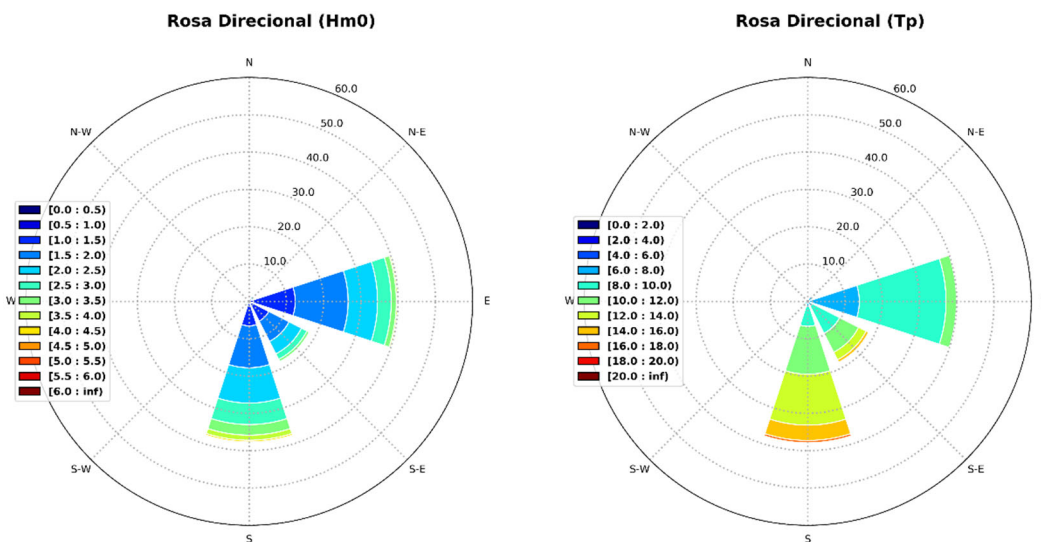


Figura II-14 - Rosas direcionais de onda representando o percentual de ocorrência de cada classe de Hs (painel da esquerda) e de Tp (painel da direita) dos resultados obtidos para o ponto representativo da Área Central.

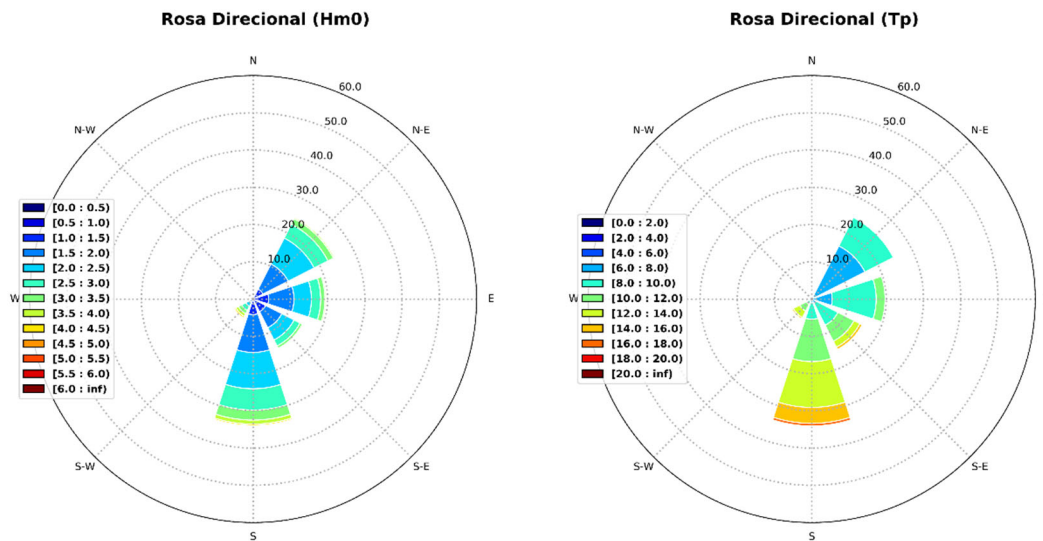


Figura II-15 - Rosas direcionais de onda representando o percentual de ocorrência de cada classe de Hs (painel da esquerda) e de Tp (painel da direita) dos resultados obtidos para o ponto representativo da Área Norte.

II.5 PLEDS: a técnica de plotagem utilizada para analisar as categorias de estado do mar

A definição das principais categorias de estado do mar foi feita baseada na análise da evolução temporal dos espectros direcionais de onda através da PLEDS (*Plotting the Evolution of the Directional Spectrum*), uma técnica de plotagem desenvolvida por Parente (1999) e apresentada em Parente (2012). Através dos gráficos produzidos pela PLEDS, os registros de ondas de um mês são divididos em faixas de período (frequência) e é possível relacionar a evolução da energia de cada uma destas faixas de período com a evolução temporal do vento. Na PLEDS, o eixo horizontal indica a direção do vento e das ondas em graus e o eixo vertical apresenta o tempo em dias. A energia das faixas de frequência é definida pela altura das figuras coloridas no gráfico (cada quatro divisões da escala correspondem a um metro de altura significativa de onda) de forma que cada cor representa a energia em uma faixa de período, conforme indica a legenda na PLEDS. As barras verticais representam a intensidade do vento, sendo que cinco divisões correspondem a aproximadamente 10 m/s e as cores das barras verticais variam de branco

até tons mais escuros de azul, conforme a intensidade dos ventos aumenta – a cor branca é atribuída aos registros de intensidade do vento inferiores a 10 m/s enquanto o tom mais escuro é atribuído aos registros de vento com valores acima de 20 m/s. Os detalhes desta representação podem ser observados nas PLEDS exibidas adiante (Figura II-22, Figura II-27 e Figura II-33) e as particularidades metodológicas estão detalhadas em Parente (1999).

Assim, para analisar a evolução espectral das ondas na Bacia de Santos, os registros foram divididos em cinco faixas de período, com limites determinados conforme Tabela II-3. A determinação das faixas de período (frequência) e seus respectivos limites é um processo adaptativo e que busca melhor representar o estado do mar na região. No caso da Bacia de Santos, a faixa 1 e a faixa 2 correspondem aos swells gerados em latitudes mais altas – sendo a faixa 1 representativa dos swells gerados mais distantes. A faixa 3, por sua vez, geralmente está associada às ondas geradas não tão distantes do ponto de análise, sendo este mar aqui denominado de *quasi-sea*. Já a faixa 4 e a faixa 5 representam as ondas geradas por ventos locais de modo que, devido à grande variabilidade dos ventos locais, é comum que somente as ondas da faixa 5 (de mais alta frequência) apresentem direção intimamente associada à direção do vento local – esta, inclusive, foi a maior motivação para a divisão dos registros das ondas em cinco faixas de frequência e não somente quatro.

Tabela II-3 - Faixas de período utilizadas na PLEDS para análise da evolução espectral das ondas na Bacia de Santos.

Índice da Faixa	Limites da Faixa de Período (s)
1 (vermelho)	26,5 a 14,3
2 (laranja)	14,3 a 10,7
3 (amarelo)	10,7 a 8,08
4 (verde)	8,08 a 4,99
5 (lilás)	4,99 a 1,04

II.6 Categorias de estado do mar na Bacia de Santos

Como já relatado no capítulo I, ao longo da maior parte do ano, a Bacia de Santos fica situada na borda oeste do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), onde a direção predominante dos ventos é da direção NE. Além disso, a Bacia está localizada em uma área em que há a presença de um cavado invertido, onde os ventos comumente apresentam curvatura ciclônica e estão associados à região ciclogênica já relatada por Reboita et al. (2010). Desta forma, ficam bem marcadas duas principais direções de propagação do vento na região da Bacia de Santos: a primeira, do quadrante E-NE, intimamente relacionada aos ventos associados ao ASAS e a segunda, do quadrante SW, que é associada à passagem de sistemas transientes. Consequentemente, as ondas observadas nesta região respondem claramente ao padrão observado de ventos – além, é claro, dos *swells* gerados em tempestades distantes que se propagam para a região geográfica da Bacia.

Neste sentido, as categorias de estado do mar definidas para a região estão intimamente relacionadas à influência do ASAS e dos sistemas transientes na região de geração das ondas, sendo elas: BOM TEMPO, BOM TEMPO COM SWELL e MAU TEMPO. Os critérios de definição das três categorias mencionadas são apresentados detalhadamente nos tópicos a seguir – a Tabela II-4 exibe de forma resumida os critérios utilizados. É importante salientar que, para melhor classificar e analisar os eventos de cada categoria de estado do mar, foram considerados somente os registros referentes aos eventos estatisticamente independentes. Isto garante que os resultados obtidos não sejam enviesados uma vez que os eventos de BOM TEMPO em geral apresentam duração maior do que os eventos de MAU TEMPO devido à natureza dos sistemas atmosféricos aos quais estão relacionados. Assim, levando em consideração que a classificação denominada BOM TEMPO COM SWELL é uma subcategorização da categoria BOM TEMPO, então estas foram consideradas de forma conjunta quando da definição da janela temporal dos eventos estatisticamente independentes.

Tabela II-4 - Critérios utilizados para a definição das categorias de estado do mar na Baía de Santos.

Categoria	Critério
BOM TEMPO	Direção da faixa 5 menor ou igual à $112,5^\circ$ <u>ou</u> maior do que 300° (E-NE-N-NW)
BOM TEMPO COM SWELL	Direção da faixa 5 menor ou igual a $112,5^\circ$ ou maior do que 300° e direção da faixa 1 <u>ou</u> 2 maior do que $112,5^\circ$
MAU TEMPO	Direção da faixa 5 maior do que $112,5^\circ$ e menor do que 300° (SE-S-SW-W)

A ideia aqui é definir uma janela temporal mínima para a qual serão considerados os eventos independentes, identificando assim os registros que não têm relação entre si, de forma que os resultados estatísticos analisados sejam, de fato, representativos dos eventos. Assim, para cada evento identificado, foram calculados a duração média e o desvio padrão em horas e a duração média e o desvio padrão até o 90º percentil de duração, deixando em segundo plano a duração dos eventos mais longos, considerados atípicos. Com base nessas estatísticas, foram contabilizados os eventos de cada categoria e definidas janelas temporais para as categorias de BOM TEMPO, BOM TEMPO COM SWELL e MAU TEMPO para cada um dos pontos de análise. Desta forma, toda a estatística relativa às categorias de estado do mar é feita considerando o momento de ocorrência do valor máximo de Hs dentro da janela temporal considerada.

Os resultados com esta metodologia corroboram a ideia de que os eventos de MAU TEMPO apresentam duração menor do que a duração dos eventos de BOM TEMPO já que sua ocorrência (dos eventos de MAU TEMPO) está ligada à evolução de sistemas transientes em todos os três pontos analisados. Além disso, verificou-se que a duração dos eventos das três categorias é similar nos pontos representativos das três áreas homogêneas da Baía de Santos, conforme pode-se constatar na Tabela II-5. Assim, o

momento em que o valor máximo de Hs é registrado dentro da janela temporal estabelecida é considerado para fins de quantificação dos eventos e de toda estatística relativa à categorização do estado do mar nos pontos de interesse.

Tabela II-5 - Janela temporal considerada em cada uma das categorias de estado do mar para os pontos representativos da Área Sul, Área Central e Área Norte da Bacia de Santos.

	BOM TEMPO	MAU TEMPO
ÁREA SUL	23 horas	14 horas
ÁREA CENTRAL	24 horas	13 horas
ÁREA NORTE	25 horas	14 horas

Desta forma, de acordo com os critérios definidos na Tabela II-4, os eventos estatisticamente independentes dos três pontos foram categorizados conforme as características do estado do mar. Neste sentido, o maior valor de Hs registrado na janela temporal estabelecida para categoria nos pontos de interesse foi considerado como representativo do evento. Assim, a Figura II-16, a Figura II-17 e a Figura II-18 exibem a distribuição percentual dos resultados obtidos para cada uma das categorias respectivamente para os pontos da Área Sul, Área Central e Área Norte. Como é possível observar, nos três casos há maior predominância de eventos de BOM TEMPO COM SWELL e MAU TEMPO ao longo de todos os meses em detrimento do cenário de BOM TEMPO, que representa menos de 10% das ocorrências em todos os meses do ano. Apesar da porcentagem de ocorrência variar em cada área da Bacia, podemos constatar que os meses de janeiro e fevereiro se destacam com as maiores ocorrências de eventos de BOM TEMPO COM SWELL enquanto o mês de maio se destaca com 60% ou mais das ocorrências sendo caracterizadas como evento de MAU TEMPO nas três áreas. No caso da Área Sul, o mês de janeiro apresenta cerca de 55% dos eventos sendo categorizados como BOM TEMPO COM SWELL. No caso da Área Central e da Área Norte, os meses de janeiro e fevereiro apresentam porcentagem de ocorrência bem similares na categoria de BOM TEMPO COM SWELL (cerca

de 57% no caso da Área Central e 62% no caso da Área Norte) e MAU TEMPO (aproximadamente 40% no caso da Área Central e 35% no caso da Área Norte).

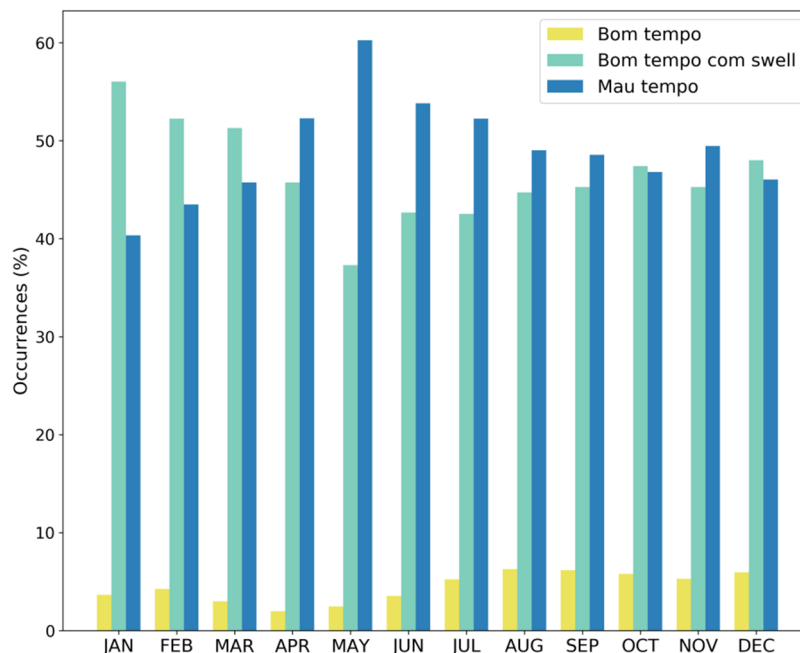


Figura II-16 - Gráfico em barras exibindo a porcentagem relativa de ocorrências mensais de eventos de BOM TEMPO, BOM TEMPO COM SWELL e MAU TEMPO no ponto representativo da Área Sul.

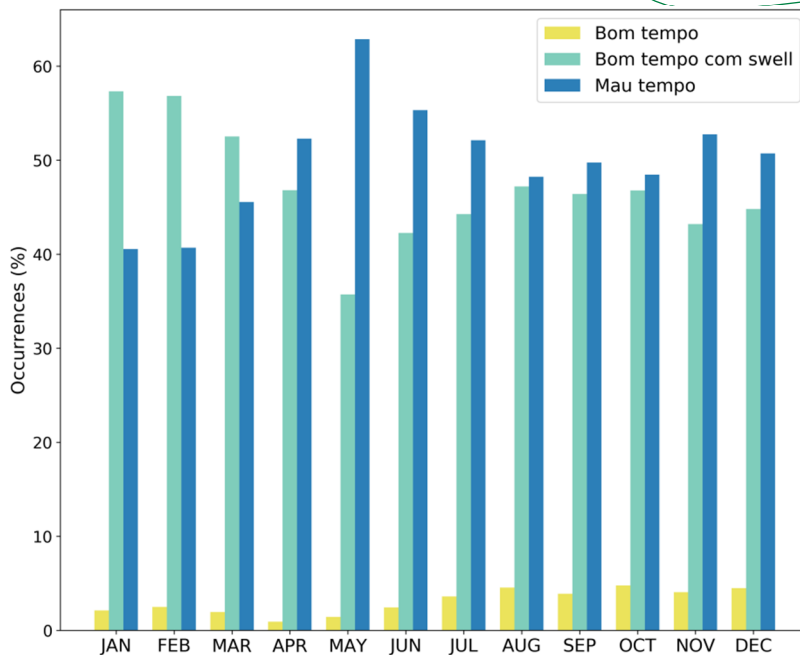


Figura II-17 - Gráfico em barras exibindo a porcentagem relativa de ocorrências mensais de eventos de BOM TEMPO, BOM TEMPO COM SWELL e MAU TEMPO no ponto representativo da Área Central.

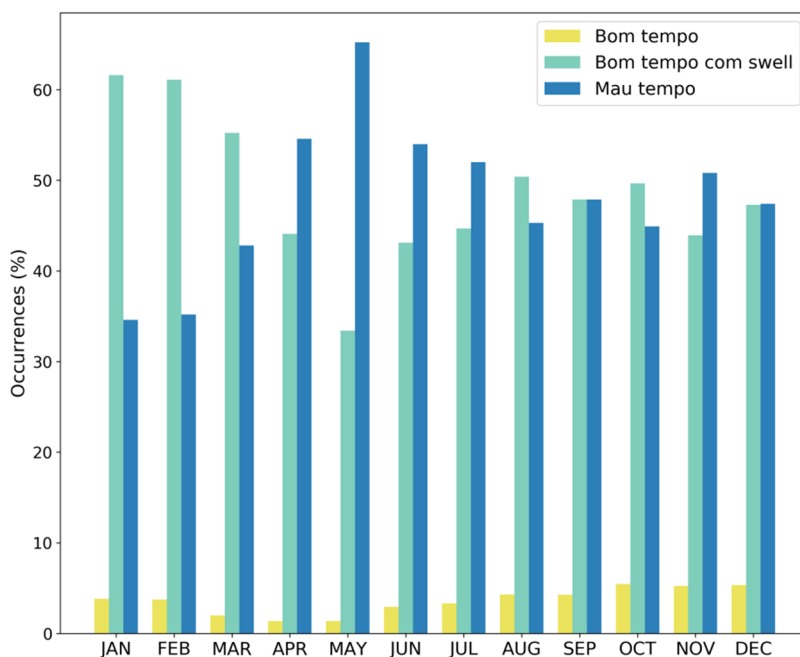


Figura II-18 - Gráfico em barras exibindo a porcentagem relativa de ocorrências mensais de eventos de BOM TEMPO, BOM TEMPO COM SWELL e MAU TEMPO no ponto representativo da Área Norte.

II.6.1 BOM TEMPO

A categoria de BOM TEMPO é marcada pela presença das ondas de mais alta frequência (representadas pela faixa 5 de período na PLEDS) com direção de propagação de leste, nordeste, norte ou noroeste, indicando uma relação do mar local com a atuação do sistema atmosférico ASAS que atua na região. Para tanto, para que seja considerado como pertencente à categoria BOM TEMPO, o estado do mar deve estar configurado da seguinte maneira: direção das ondas da faixa 5 deve ser menor ou igual à $112,5^\circ$ ou maior do que 300° (E-NE-N-NW) – vide Tabela II-4.

Considerando os 20 anos de modelagem numérica, foram identificados 433 evento de BOM TEMPO no ponto representativo da Área Sul, 281 no ponto representativo da Área Central e 315 no ponto representativo da Área Norte de um total de 9743, 9241 e 8832 eventos independentes nos pontos da Área Sul, Central e Norte, respectivamente. Neste caso, a intensidade média dos ventos nos eventos de BOM TEMPO na Área Norte é de 9,16 m/s enquanto na Área Central é de 7,25 m/s e na Área Sul é de 6,71 m/s. Em termos de altura significativa, valores médios muito semelhantes são obtidos para os pontos das áreas Sul e Central (2,34 m e 2,30, respectivamente) enquanto a Área Norte apresenta valor médio ligeiramente superior (2,52 m). Destaca-se que aqui somente estão sendo considerados os eventos de BOM TEMPO sem a ocorrência concomitante de ondas longas – que estão devidamente representados na categoria BOM TEMPO COM SWELL. Em geral, o estado de mar associado à categoria de BOM TEMPO não é predominante na Baía de Santos em nenhum dos meses do ano nas três áreas (Área Sul, Área Central e Área Norte), como é possível constatar na Figura II-16, na Figura II-17 e na Figura II-18.

As maiores médias de H_s são observadas nos meses de agosto, setembro e outubro nos pontos da Área Sul e Área Central (Figura II-19 e Figura II-20, respectivamente). Os meses de agosto até o final de setembro são marcados pela predominância do ASAS mais próximo ao Brasil, sendo este sistema intensificado nos meses de inverno conforme já relatado no

capítulo I deste volume, o que justifica os maiores valores de Hs observados na categoria bom tempo neste período. Em outubro, marcado pelo início da primavera, o ASAS enfraquece e migra para o centro do Oceano Atlântico Sul, de modo que os meses subsequentes (novembro e dezembro) são marcados por ondas de BOM TEMPO menos energéticas.

Por outro lado, as estatísticas mensais da categoria de BOM TEMPO observadas para a Área Norte (Figura II-21) mostram padrões consideravelmente diferentes das demais regiões. Aqui, apesar do mês de setembro se destacar com a ocorrência dos eventos mais energéticos (em termos tanto de valor médio como de valor máximo de Hs), o mês de maio também registra eventos energéticos, inclusive com a ocorrência do segundo mais energético evento de bom tempo neste ponto. Em todos os meses na Área Norte é possível constatar a maior variabilidade entre os eventos de bom tempo em termos de energia das ondas (com maior distanciamento entre o primeiro e o terceiro quartil). Neste caso, o mês de abril se destaca com a presença de eventos menos energéticos e mais homogêneos em relação aos valores de Hs.

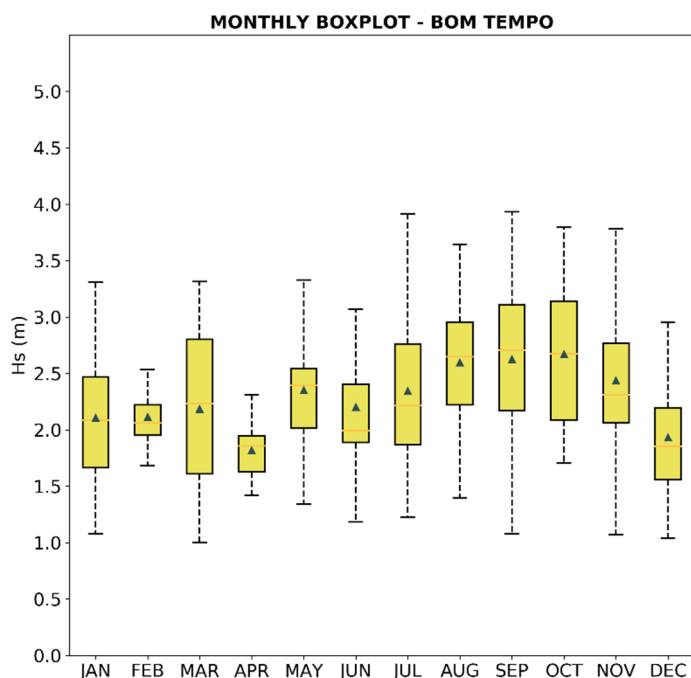


Figura II-19 - Boxplot apresentando a distribuição mensal do parâmetro altura significativa das ondas (Hs) dos eventos de BOM TEMPO no ponto

representativo da Área Sul. O limite inferior do retângulo indica o primeiro quartil (25° percentil) e o limite superior indica o terceiro quartil (75° percentil). A linha no interior do retângulo marca a mediana do conjunto de dados (segundo quartil ou 50° percentil) enquanto o triângulo indica o valor médio. As barras tracejadas representam o desvio padrão do conjunto de dados – o limite superior (inferior) indica o valor máximo (mínimo) dos dados.

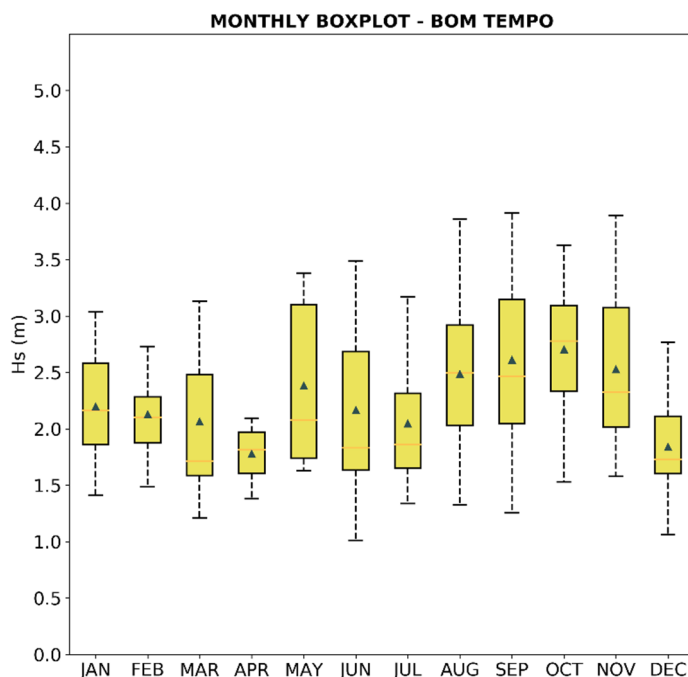


Figura II-20 - Boxplot apresentando a distribuição mensal do parâmetro altura significativa das ondas (Hs) dos eventos de BOM TEMPO no ponto representativo da Área Central. O limite inferior do retângulo indica o primeiro quartil (25° percentil) e o limite superior indica o terceiro quartil (75° percentil). A linha no interior do retângulo marca a mediana do conjunto de dados (segundo quartil ou 50° percentil) enquanto o triângulo indica o valor médio. As barras tracejadas representam o desvio padrão do conjunto de dados – o limite superior (inferior) indica o valor máximo (mínimo) dos dados.

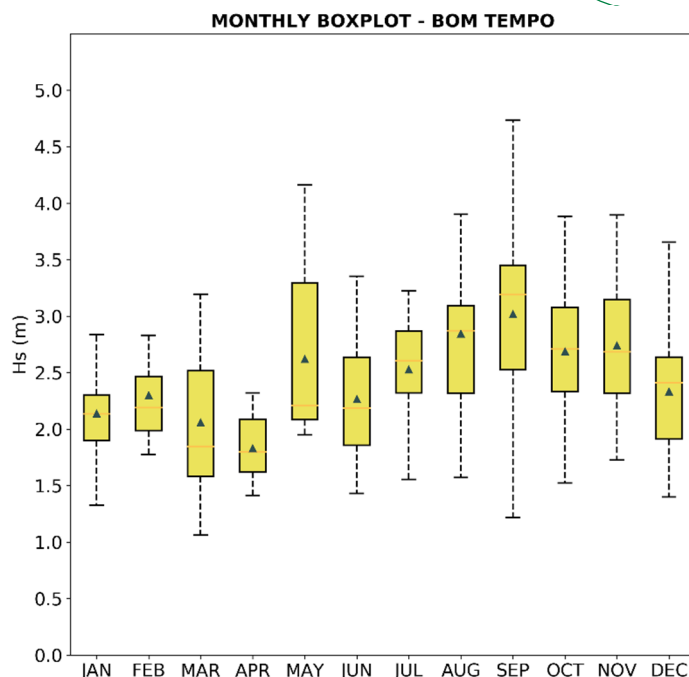


Figura II-21 – Boxplot apresentando a distribuição mensal do parâmetro altura significativa das ondas (H_s) dos eventos de BOM TEMPO no ponto representativo da Área Norte. O limite inferior do retângulo indica o primeiro quartil (25° percentil) e o limite superior indica o terceiro quartil (75° percentil). A linha no interior do retângulo marca a mediana do conjunto de dados (segundo quartil ou 50° percentil) enquanto o triângulo indica o valor médio. As barras tracejadas representam o desvio padrão do conjunto de dados – o limite superior (inferior) indica o valor máximo (mínimo) dos dados.

Os eventos de BOM TEMPO apresentam majoritariamente (75% no caso da Área Sul e 90% no caso da Área Central) ondas que se propagam do quadrante Leste com período de pico inferior a 10 s (63% no caso da Área Sul e 75% no caso da Área Central sendo 58% entre 8 e 10 s) nas áreas Sul e Central. No caso da Área Norte, 44% das ondas de bom tempo apresentam direção de pico centrada no quadrante Leste enquanto 47% se propagam do quadrante Nordeste. Além disso, do total de ocorrências, 27% das ondas apresentam valor de T_p entre 6 e 8 s e se propagam de Nordeste enquanto 25% apresentam valores de T_p entre 8 e 10 s com direção de propagação de Leste. Em termos de H_s , 55% do total das ocorrências de BOM TEMPO na Área Sul apresentam altura significativa entre 1,5 e 3,0 m. Na Área Central, 65% das ocorrências apresentam H_s entre 1,5 m e 3,0 m, sendo que 27% do

total das ocorrências apresentam valores de Hs entre 1,5 e 2,0 m. Na Área Norte, 73% das ondas apresentam valores de Hs entre 1,5 e 3,0 m sendo que 52% estão entre 1,0 e 2,0 m e são eventos com direção de propagação de Nordeste (30%), Leste (19%) e Sudeste (3%).

- **Caracterização de um evento típico de BOM TEMPO**

A seguir é apresentada a caracterização do estado do mar e da condição sinótica da atmosfera de um evento que faz parte da categoria BOM TEMPO. As PLEDS apresentadas na Figura II-22 mostram que este evento teve duração de cerca de 10 dias nas três regiões da Bacia de Santos, com predominância de ventos e ondas que se propagam da direção Nordeste. Além disso, também pode-se notar que os ventos foram mais intensos nas regiões Central e Norte em relação à região Sul da Bacia.

Esta intensificação dos ventos nas porções Central e Norte da Bacia é explicada devido à posição do sistema atmosférico responsável pela geração destas ondas, conforme ilustra a figura Figura II-23. Quanto à análise dos campos de vento e pressão ao nível médio do mar, fica evidente a influência do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) nas condições meteorológicas e de estado do mar na região da Bacia de Santos. Como já extensivamente mencionado no capítulo I, o ASAS é caracterizado como uma circulação anticiclônica (maiores valores de pressão ao nível médio do mar são observados no centro do sistema) com divergência nos níveis baixos da atmosfera e que, de modo geral, na primavera perde força e retrai em direção ao oceano. Durante a primavera (estação da ocorrência do evento em análise), a pressão ao nível médio do mar deste sistema passa a diminuir (os menores valores são encontrados durante o verão) e é observado um gradiente zonal de pressão mais intenso. No caso deste evento em outubro de 2012, assim como foi observado nos resultados da climatologia, a área geográfica da Bacia de Santos está localizada justamente na borda oeste do ASAS, onde a direção do vento é predominante de nordeste e é uma das regiões em que as velocidades do vento são maiores, como se pode notar na Figura II-23.

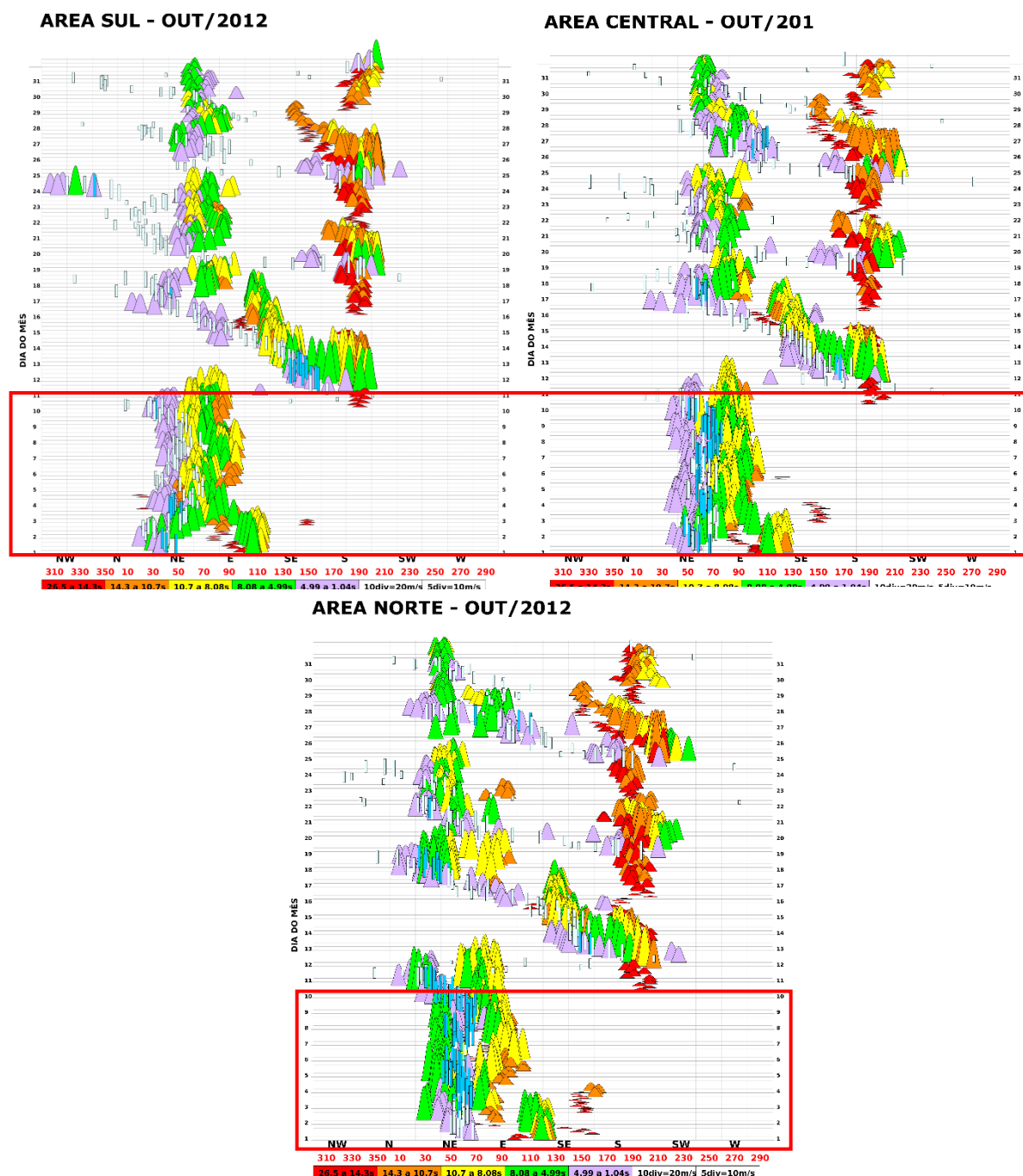


Figura II-22 - PLEDs de outubro de 2012 exibindo os registros de ondas divididos em faixas de período. Os ventos são representados pelas barras verticais. No painel superior esquerdo é exibida a PLEDs do ponto representativo da Área Sul enquanto no painel superior direito é exibida a PLEDs do ponto representativo da Área Central. A PLEDs representativa da Área Norte é apresentada no painel inferior. Em vermelho é destacado o período de interesse. Todas as três PLEDs foram elaboradas com os resultados da modelagem numérica para os pontos de interesse.

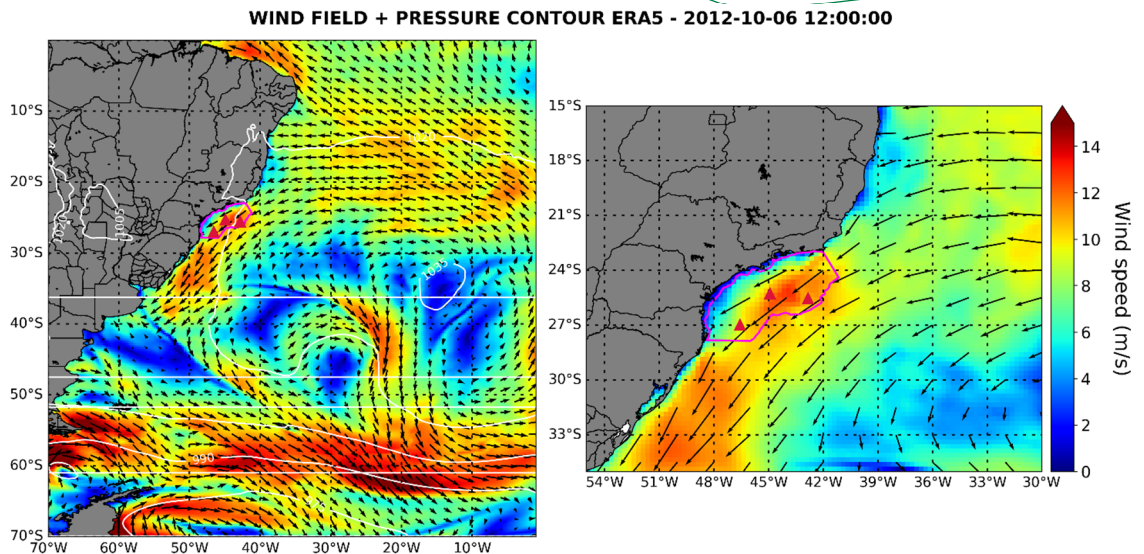


Figura II-23 – Campo de ventos a 10 metros (intensidade representada em cores e direção nas setas) com pressão atmosférica em 1000 hPA representada pelas linhas de contorno. Estas informações são provenientes da reanálise ERA5 para o dia 06 de outubro de 2012 às 12 UTC. O painel da direita exibe com mais detalhes o comportamento do campo de ventos na região da Baía de Santos.

II.6.2 BOM TEMPO COM SWELL

A categoria BOM TEMPO COM SWELL é uma subcategorização da categoria BOM TEMPO e refere-se aos eventos em que, além do mar local representado pela faixa 5 estar alinhado com a direção do vento associado ao ASAS, tem-se também a ocorrência de ondas longas (representadas pelas faixas 1 e 2 de período na PLEDS) se propagando ao mesmo tempo, só que vindas de direções do quadrante sul, tendo sua origem associada às regiões de tempestade distantes da Baía de Santos. Portanto, neste caso, para ser considerado como um evento da categoria BOM TEMPO COM SWELL, além da direção das ondas da faixa 5 ser menor ou igual à $112,5^\circ$ ou maior do que 300° (E-NE-N-NW), deve haver também ondas das faixas 1 ou 2 com direção maior do que $112,5^\circ$ (SE-S-SW-W).

Ao todo, foram identificados 4523 eventos de BOM TEMPO COM SWELL no ponto representativo da Área Sul, 4325 no ponto representativo da Área Central e 4256 no ponto representativo da Área Norte (do total de 9743, 9241 e 8832 eventos independentes encontrados nos 20 anos de modelagem

numérica para os pontos da Área Sul, Central e Norte, respectivamente). No caso dos eventos da categoria BOM TEMPO COM SWELL, a intensidade média dos ventos na Área Norte é de 8,21 m/s enquanto na Área Central é de 7,06 m/s e na Área Sul é de 6,65 m/s. Novamente os valores médios de altura significativa são muito semelhantes nos pontos representativos das áreas Sul e Central (2,16 m e 2,12 m, respectivamente) e a Área Norte apresenta valor médio ligeiramente maior (2,36 m). Entretanto, aqui o maior valor máximo de Hs é encontrado no ponto representativo da Área Central (5,08 m). Destaca-se que aqui somente estão sendo considerados os eventos de BOM TEMPO COM SWELL.

Em geral, o estado de mar associado à categoria de BOM TEMPO COM SWELL é o predominante na Baía de Santos nos meses de janeiro, fevereiro e março (verão) nas três áreas (Área Sul, Área Central e Área Norte), como é possível constatar na Figura II-16, na Figura II-17 e na Figura II-18. Tratando especificamente dos eventos da categoria BOM TEMPO COM SWELL, enquanto o mês de setembro é marcado com eventos que apresentam o maior valor médio de Hs nos três pontos, os meses de fevereiro, março e abril se destacam com eventos que apresentam menores valores médios de Hs (Figura II-24, Figura II-25 e Figura II-26, respectivamente para as áreas Sul, Central e Norte). Estes meses marcam a transição do verão para o outono, sendo esta última uma estação de transição em que o ASAS fica enfraquecido e sem muitas ocorrências de ciclones nas regiões apontadas como ciclogênicas no Oceano Atlântico Sul, conforme relatado no capítulo I deste volume.

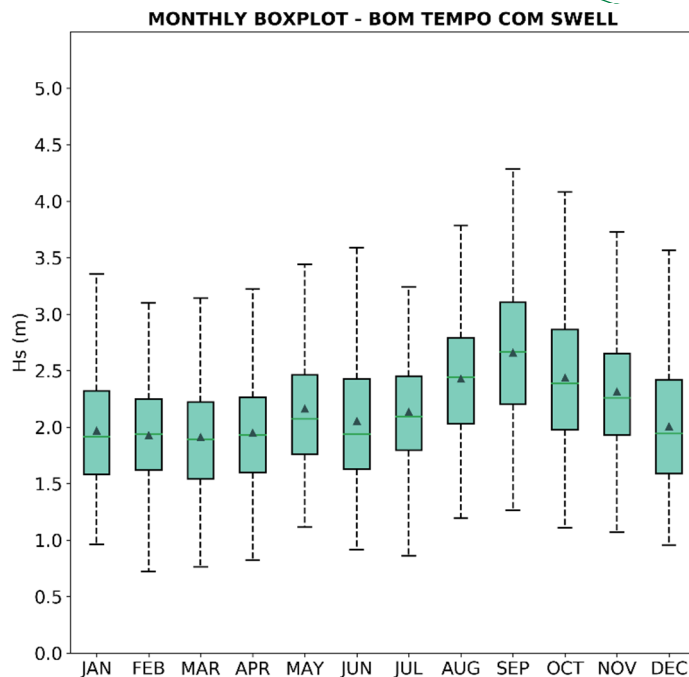


Figura II-24 - Boxplot apresentando a distribuição mensal do parâmetro altura significativa das ondas (Hs) dos eventos de BOM TEMPO COM SWELL no ponto representativo da Área Sul. O limite inferior do retângulo indica o primeiro quartil (25° percentil) e o limite superior indica o terceiro quartil (75° percentil). A linha no interior do retângulo marca a mediana do conjunto de dados (segundo quartil ou 50° percentil) enquanto o triângulo indica o valor médio. As barras tracejadas representam o desvio padrão do conjunto de dados – o limite superior (inferior) indica o valor máximo (mínimo) dos dados.

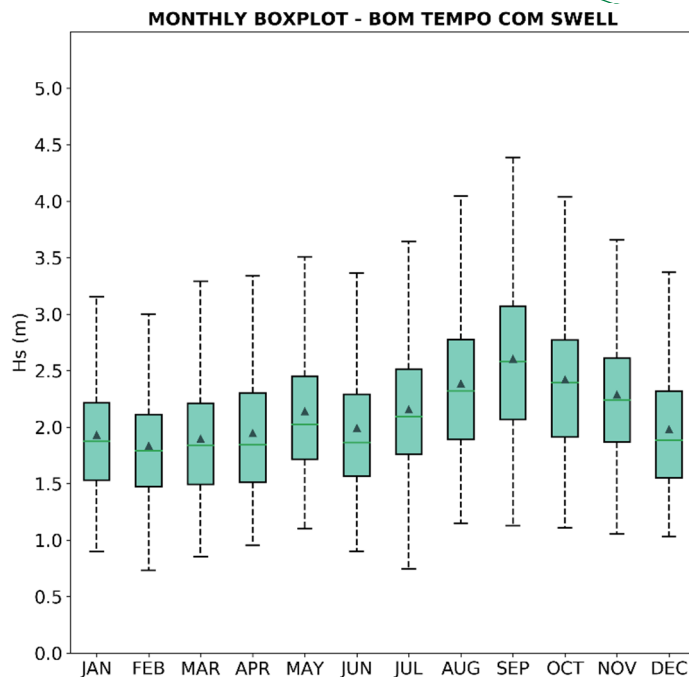


Figura II-25 - Boxplot apresentando a distribuição mensal do parâmetro altura significativa das ondas (Hs) dos eventos de BOM TEMPO COM SWELL no ponto representativo da Área Central. O limite inferior do retângulo indica o primeiro quartil (25° percentil) e o limite superior indica o terceiro quartil (75° percentil). A linha no interior do retângulo marca a mediana do conjunto de dados (segundo quartil ou 50° percentil) enquanto o triângulo indica o valor médio. As barras tracejadas representam o desvio padrão do conjunto de dados – o limite superior (inferior) indica o valor máximo (mínimo) dos dados.

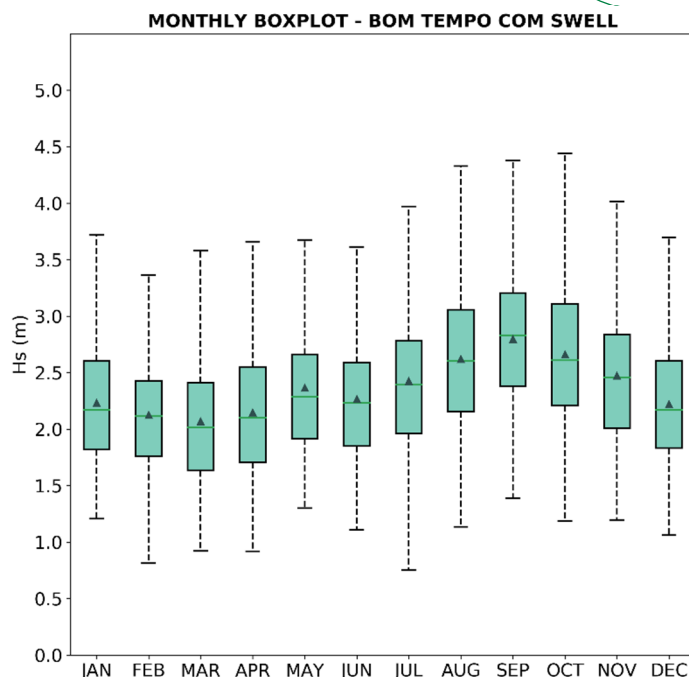


Figura II-26 - Boxplot apresentando a distribuição mensal do parâmetro altura significativa das ondas (Hs) dos eventos de BOM TEMPO COM SWELL no ponto representativo da Área Norte. O limite inferior do retângulo indica o primeiro quartil (25° percentil) e o limite superior indica o terceiro quartil (75° percentil). A linha no interior do retângulo marca a mediana do conjunto de dados (segundo quartil ou 50° percentil) enquanto o triângulo indica o valor médio. As barras tracejadas representam o desvio padrão do conjunto de dados – o limite superior (inferior) indica o valor máximo (mínimo) dos dados.

Os eventos de BOM TEMPO COM SWELL são marcados na Área Sul e na Área Central majoritariamente pela direção de propagação de pico das ondas sendo de Leste (50% em ambos os casos) e Sul (32% no caso da Área Sul e 30% no caso da Área Central), de modo que cerca de 30% do total das ocorrências nas duas regiões se propaga com Dp de Leste e apresenta valores de Hs entre 1,5 e 2,5 m. Por outro lado, cerca de 20% (18% no caso da Área Central) do total das ocorrências de ondas desta categoria apresenta valores de Hs entre 1,5 e 2,5 m mas se propaga com Dp centrado no quadrante Sul. Em termos de período de pico, esta categoria apresenta uma maior variabilidade deste parâmetro - o que sabemos que ocorre devido ao fato deste ser um parâmetro relativo ao pico espectral, podendo variar bruscamente quando da ocorrência de mares bimodais. Todavia, destaca-se que 10% e 8%

do total da ocorrência das ondas desta categoria, respectivamente nas áreas Sul e Central, apresenta T_p entre 6 e 8 s com valor de H_s entre 2,0 e 2,5 m e 9% e 10% das ondas (respectivamente para as Áreas Sul e Central) apresentam valores de T_p entre 8 e 10 s, com H_s entre 1,5 e 2,0 m. No caso da Área Norte, verifica-se uma maior variabilidade em termos direcionais nas ondas. Todavia, destaca-se uma maior predominância (40% do total das ocorrências) de ondas se propagando com direção de pico de Nordeste - destas, 24% do total apresentam valores de H_s entre 2,0 e 3,0 m. Neste ponto, 36% do total das ondas apresentam valores de T_p entre 6 e 8 s na categoria de BOM TEMPO COM SWELL.

- **Caracterização de um evento típico de BOM TEMPO COM SWELL**

A seguir é apresentada a caracterização do estado do mar e da condição sinótica da atmosfera de um evento que faz parte da categoria BOM TEMPO COM SWELL. Da análise das PLEDS apresentadas na Figura II-27 nota-se que o evento em destaque tem duração aproximada de 15 dias nas três regiões da Baía de Santos, com predominância de ondas de alta frequência (baixos valores de período) de Nordeste, acompanhando a direção do vento local. Além das ondas de alta frequência, durante todo este período predominam nos três pontos representativos de cada subárea ondas mais longas (altos valores de período) que viajam ao longo da Baía de Santos com direção predominante de Sul-Sudeste, não apresentando relação com a atuação do vento local.

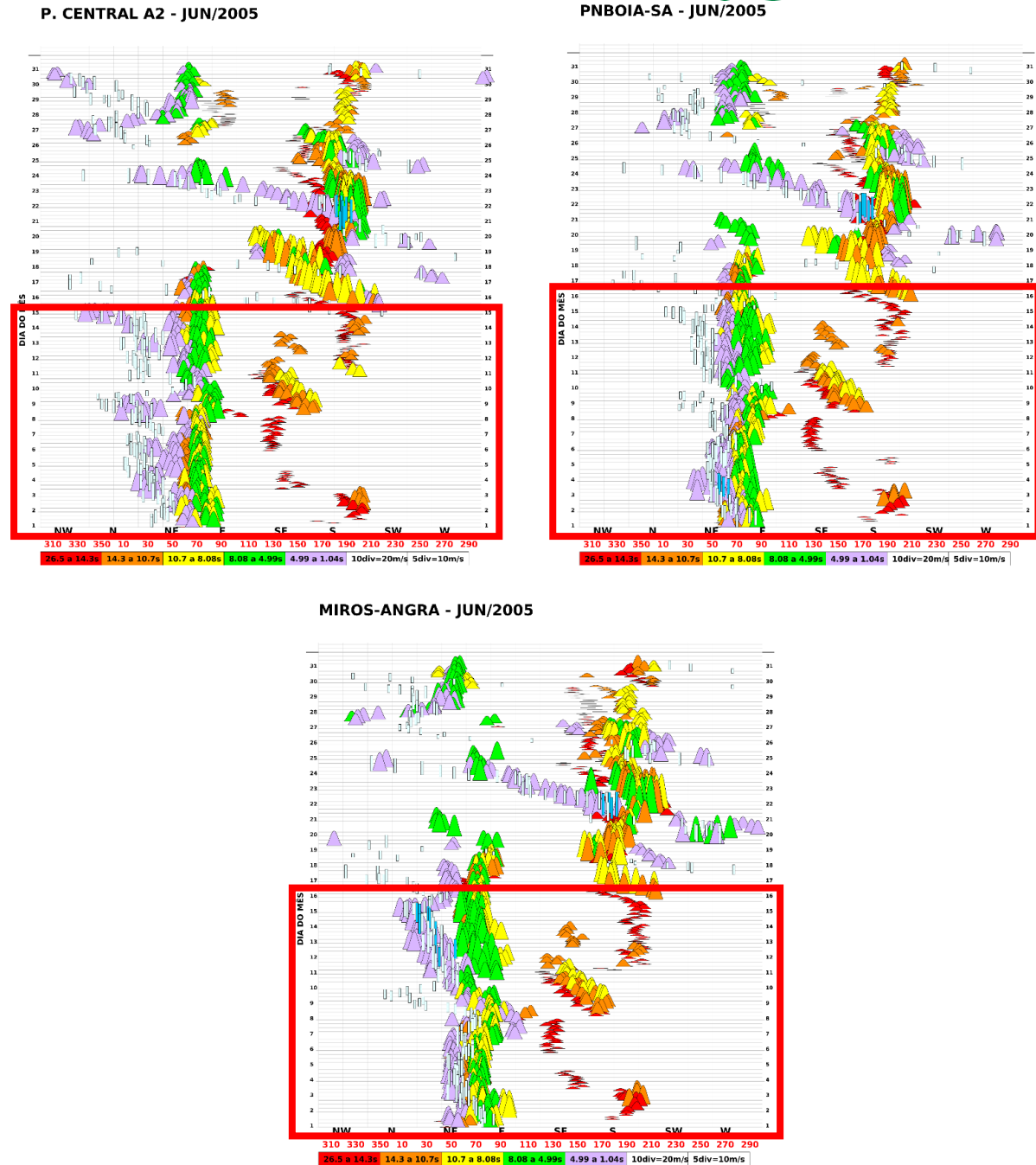


Figura II-27 - PLEDs de junho de 2005 exibindo os registros de ondas divididos em faixas de período. Os ventos são representados pelas barras verticais. No painel superior esquerdo é exibida a PLEDs do ponto representativo da Área Sul enquanto no painel superior direito é exibida a PLEDs do ponto representativo da Área Central. A PLEDs representativa da Área Norte é apresentada no painel inferior. Em vermelho é destacado o período de interesse. Todas as três PLEDs foram elaboradas com os resultados da modelagem numérica para os pontos de interesse.

Ao analisar os campos de vento e pressão ilustrado na Figura II-28, percebe-se que os sistemas de ondas provenientes de nordeste (NE) e leste

(E) estão relacionados aos campos de vento do ASAS, cujo centro de alta pressão se desloca mais ao sul e a oeste, se aproximando do continente durante o inverno. Já nos casos das ondas mais longas, destacam-se na PLEDS os momentos em que há ocorrência de ondas com período acima de 14 s e que apresentam direção de propagação principalmente de sul (S) no início do mês, passando para sudeste (SE) e retornando para S de forma predominante no final do evento analisado. A pista de ventos associada à geração destes sistemas de onda no início de junho estava localizada ao largo do estado do Rio Grande do Sul. Com o passar do tempo, o sistema atmosférico que deu origem a estas pistas de vento se deslocou em direção ao oceano, não passando na região geográfica da Baía de Santos – e, portanto, não propiciando neste momento a ocorrência de eventos de MAU TEMPO. Apesar disso, foram geradas ondas que viajaram em direção à Baía de Santos e foram registradas com períodos maiores com direção associada primeiramente de S, passando em seguida para SE. Pode-se observar na Figura II-28 que no dia 31 de maio de 2005 às 00 UTC a pista em questão estava localizada em torno da latitude de 35°S, entre as longitudes de 50°W a 40°W.

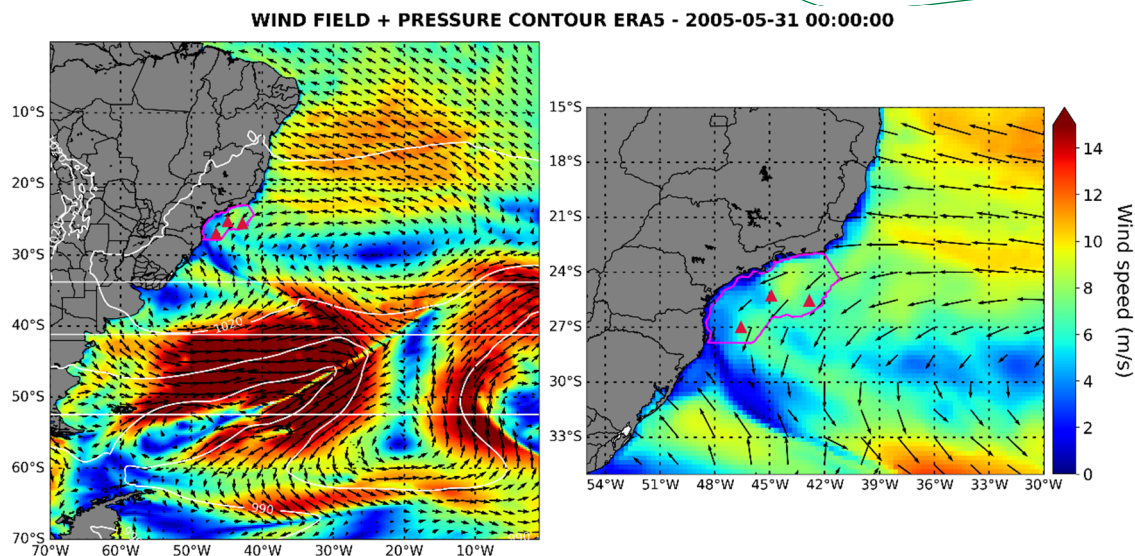


Figura II-28 - Campo de ventos a 10 m (intensidade representada em cores e direção nas setas) com pressão atmosférica em 1000 hPa representada pelas linhas de contorno. Estas informações são provenientes da reanálise ERA5 para o dia 31 de maio de 2005 às 00 UTC. O painel da direita exibe com mais detalhes o comportamento do campo de ventos na região da Baía de Santos.

II.6.3 MAU TEMPO

A categoria de mau tempo é marcada por registros de ondas de alta frequência (faixa 5 de período) que se propagam das direções sudeste, sul, sudoeste ou oeste, sendo estes eventos relacionados a passagens de frentes e ao deslocamento de anticiclones ou ciclones pela região. Assim, os eventos desta categoria apresentam ondas da faixa 5 se propagando com direção maior do que $112,5^\circ$ e menor do que 300° (SE-S-SW-W).

Ao todo, foram identificados 4787 eventos de MAU TEMPO no ponto representativo da Área Sul, 4635 no ponto representativo da Área Central e 4261 no ponto representativo da Área Norte (do total de 9743, 9241 e 8832 eventos independentes encontrados nos 20 anos de modelagem numérica para os pontos da Área Sul, Central e Norte, respectivamente). Durante os eventos de MAU TEMPO, a intensidade média dos ventos é de 6,34 m/s, 6,25 m/s e 6,59 m/s na Área Sul, Área Central e Área Norte, respectivamente. Neste caso, as diferenças entre os valores médios de altura significativa entre as

áreas são maiores do que aquelas observadas nas demais categorias de estado do mar: 2,22 m na Área Sul, 2,43 m na Área Central e 2,58 m na Área Norte.

É possível notar que, de modo geral, em todos os meses do ano nos três pontos, os eventos mais energéticos de MAU TEMPO apresentam valores de Hs superiores aos eventos mais energéticos das categorias BOM TEMPO e BOM TEMPO COM SWELL. Nos três pontos, para esta categoria de estado do mar, os valores máximos de Hs chegam a superar 4,5 m. A Figura II-29, a Figura II-30 e a Figura II-31 evidenciam que os meses de maio a setembro se destacam com eventos de MAU TEMPO mais energéticos nas áreas Sul, Central e Norte respectivamente, de modo que o mês de junho apresenta eventos menos energéticos quando comparado aos meses de maio, agosto e setembro nos três pontos de interesse. Além disso, os eventos de MAU TEMPO são menos energéticos na Área Sul durante o mês de setembro do que nas áreas Central e Norte.

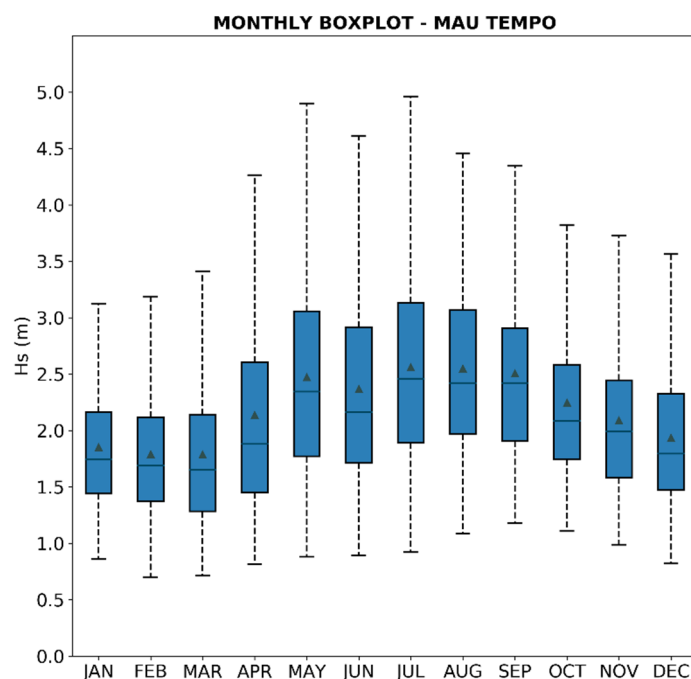


Figura II-29 - Boxplot apresentando a distribuição mensal do parâmetro altura significativa das ondas (Hs) dos eventos de MAU TEMPO no ponto representativo da Área Sul. O limite inferior do retângulo indica o primeiro quartil (25° percentil) e o limite superior indica o terceiro quartil (75° percentil).

percentil). A linha no interior do retângulo marca a mediana do conjunto de dados (segundo quartil ou 50° percentil) enquanto o triângulo indica o valor médio. As barras tracejadas representam o desvio padrão do conjunto de dados – o limite superior (inferior) indica o valor máximo (mínimo) dos dados.

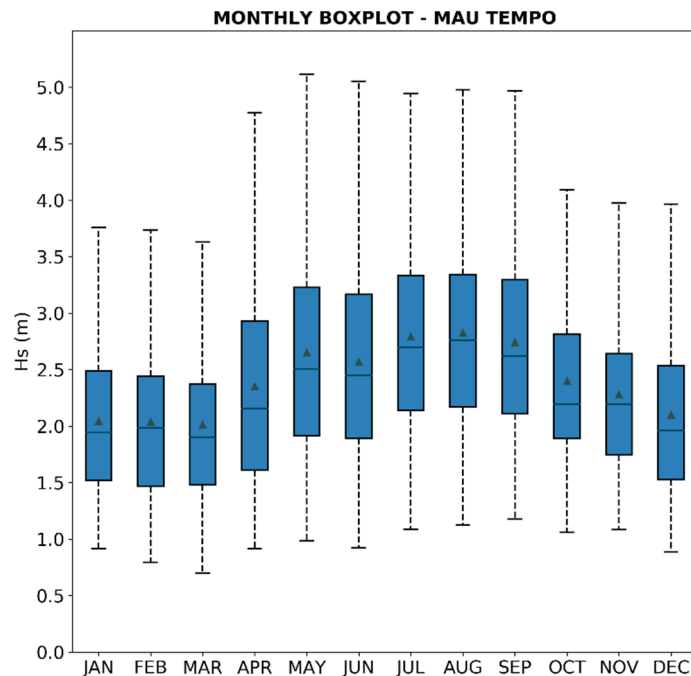


Figura II-30 - Boxplot apresentando a distribuição mensal do parâmetro altura significativa das ondas (H_s) dos eventos de MAU TEMPO no ponto representativo da Área Central. O limite inferior do retângulo indica o primeiro quartil (25° percentil) e o limite superior indica o terceiro quartil (75° percentil). A linha no interior do retângulo marca a mediana do conjunto de dados (segundo quartil ou 50° percentil) enquanto o triângulo indica o valor médio. As barras tracejadas representam o desvio padrão do conjunto de dados – o limite superior (inferior) indica o valor máximo (mínimo) dos dados.

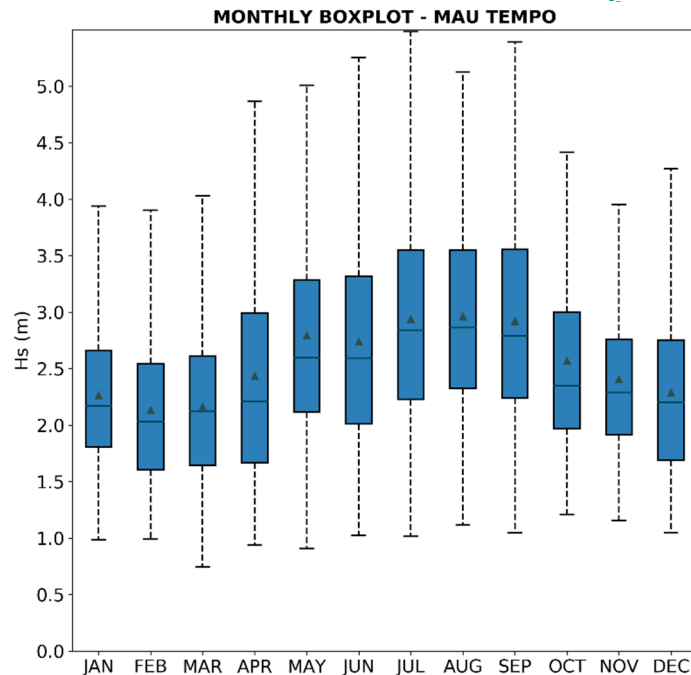


Figura II-31 - Boxplot apresentando a distribuição mensal do parâmetro altura significativa das ondas (Hs) dos eventos de MAU TEMPO no ponto representativo da Área Norte. O limite inferior do retângulo indica o primeiro quartil (25° percentil) e o limite superior indica o terceiro quartil (75° percentil). A linha no interior do retângulo marca a mediana do conjunto de dados (segundo quartil ou 50° percentil) enquanto o triângulo indica o valor médio. As barras tracejadas representam o desvio padrão do conjunto de dados – o limite superior (inferior) indica o valor máximo (mínimo) dos dados.

Os eventos de MAU TEMPO apresentam maior predominância nos três pontos analisados de ocorrências de ondas que se propagam com direção de pico do quadrante Sul - 54% no caso da Área Sul, 62% no caso da Área Central e 56% no caso da Área Norte. Nas três áreas, boa parte das ondas que se propagam de Sul apresentam valores de Hs entre 1,5 e 2,5 m (esta classe de ondas representa 26% do total das ocorrências na Área Sul e Área Norte e 28% na Área Central). No caso desta categoria, há uma ocorrência significativa de ondas com valores de Hs superiores a 3,0 m nas três regiões da Baía de Santos - do total de ocorrências de eventos de MAU TEMPO, este conjunto representa 17% na Área Sul, 21% na Área Central e 26% na Área Norte. Em termos de período de pico, esta categoria apresenta 27% do total de ocorrências de eventos de mau tempo na Área Sul e na Área Central com

valores de T_p superiores a 12 s, enquanto na Área Norte 31% das ocorrências de mau tempo apresentam T_p superiores a 12 s. Entretanto, neste último caso, destaca-se que 60% do total de eventos de MAU TEMPO apresentam valores de T_p concentrados entre 8 e 12 s.

- **Caracterização de um evento típico de MAU TEMPO**

A seguir é apresentada a caracterização do estado do mar e da condição sinótica da atmosfera de um evento que faz parte da categoria MAU TEMPO. O evento ocorrido no dia 5 de maio de 2001 foi considerado o mais severo de todo o período da reconstituição, sendo classificado na categoria MAU TEMPO nos pontos representativos das áreas Sul, Central e Norte. A Figura II-32 mostra que os valores de H_s nos três pontos aumentam rapidamente ao longo do dia 5 de maio de 2001 e atingem no dia 6 de maio os valores de 6,29 m no ponto representativo da Área Sul, 6,66 m no ponto representativo da Área Central e 7,14 m no ponto representativo da Área Norte. A partir do dia 7 de maio, os valores de H_s diminuem e atingem cerca de 3,0 m ao final do dia 8 de maio nos três pontos analisados. Nesta figura, as linhas tracejadas marcam o valor associado ao percentil 99 de H_s nos três pontos analisados.

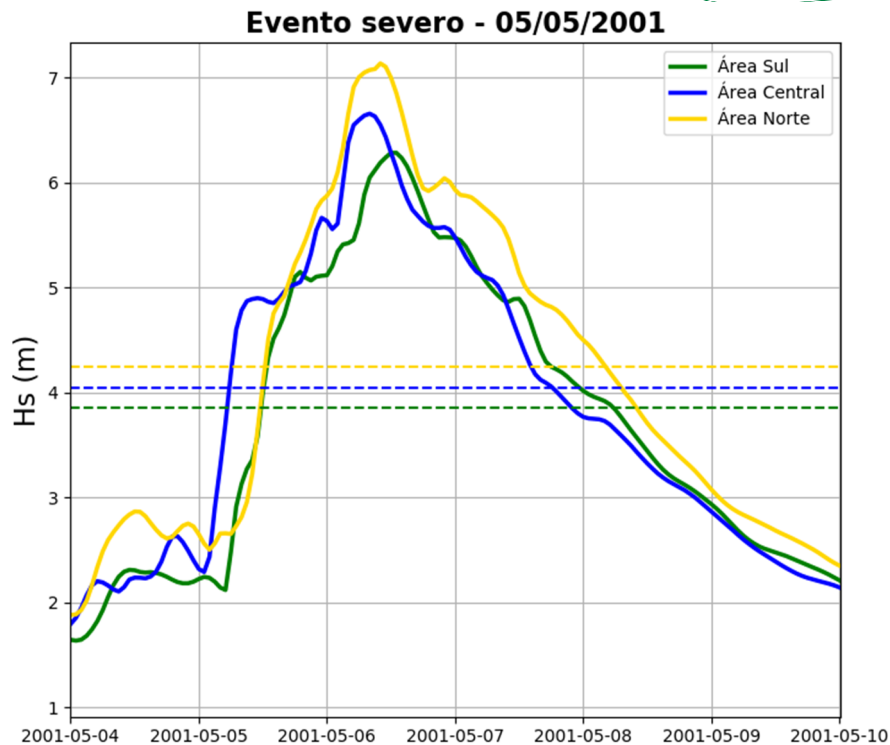


Figura II-32 - Altura significativa de onda para o evento do dia 5 de maio de 2001. As linhas contínuas representam a altura significativa de onda para o período do evento severo, e as linhas tracejadas indicam os valores de percentil 99 para cada área. As cores são referentes aos pontos representativos das áreas Norte (amarelo), Central (azul) e Sul (verde).

Como pode ser observado nas PLEDS das três áreas (Figura II-33), durante este período, ondas de alta frequência se propagam das direções sul e sudoeste na região da Bacia de Santos, acompanhando a direção do vento local nos três pontos. Neste caso, a velocidade dos ventos foi bastante intensa, atingindo valores superiores a 16 m/s entre o final do dia 5 e o dia 6 nos pontos representativos das três áreas. As ondas mais energéticas neste caso apresentaram períodos de pico concentrados na faixa laranja (entre 10,7 e 14,3 s). As PLEDS mostram ainda que, antes do início deste evento de MAU TEMPO, predominava na região da Bacia de Santos a condição de BOM TEMPO COM SWELL associada à influência do ASAS com ventos de nordeste na região da Bacia enquanto swells (gerados por um ciclone formado na costa ao sul do Uruguai no dia 2 de maio) coexistiam na área geográfica da Bacia de Santos. Ao longo dos dias seguintes, este ciclone se intensifica e se afasta da

costa em direção ao oceano, propiciando a formação de uma pista de vento desde o sul do Brasil até a Baía de Santos que promoveu a geração das ondas que se propagam de sul na Área Sul e de norte na Área Norte da Baía de Santos, como observado nas PLEDS.

Ao longo do dia 4 de maio, entretanto, inicia-se a formação de um ciclone na área da Baía de Santos, que se intensifica e já pode ser visualizado nos campos de vento e pressão ao nível médio do mar do dia 5 às 00Z, conforme apresenta a Figura II-34. Com a formação deste ciclone, os ventos na Baía passam a ser predominantemente de sudoeste e sul, o que influencia diretamente na direção das ondas (sudoeste e sul) que se formam localmente. No dia seguinte, este ciclone se intensifica ainda mais, o que gera ventos mais intensos na Baía e resultam em ondas de altura significativa extremamente elevada – os maiores valores de Hs obtidos para todo o período de 20 anos da modelagem de ondas. Esta intensificação nos ventos é muito bem marcada nas PLEDS da Figura II-33 através das barras verticais, que ganham tons de azul quando a intensidade dos ventos ultrapassa 20 m/s.

Deste modo, este evento severo de estado do mar tem sua energia associada principalmente ao ciclone na Baía de Santos no dia 4 de maio (marcada na PLEDS sobretudo pelas ondas da faixa 5) tendo influência também da pista de vento residual gerada pelo ciclone que fora gerado ao sul do Uruguai e se propagou em direção ao oceano. Essa pista, com ventos intensos e constantes, transferiu energia considerável à superfície do mar, provocando a intensificação das ondas que chegaram até a Baía de Santos com frequências mais baixas, conforme pode ser constatado através das PLEDS. Este é, então, o cenário associado aos altos valores de Hs registrados neste evento nas três áreas da Baía.

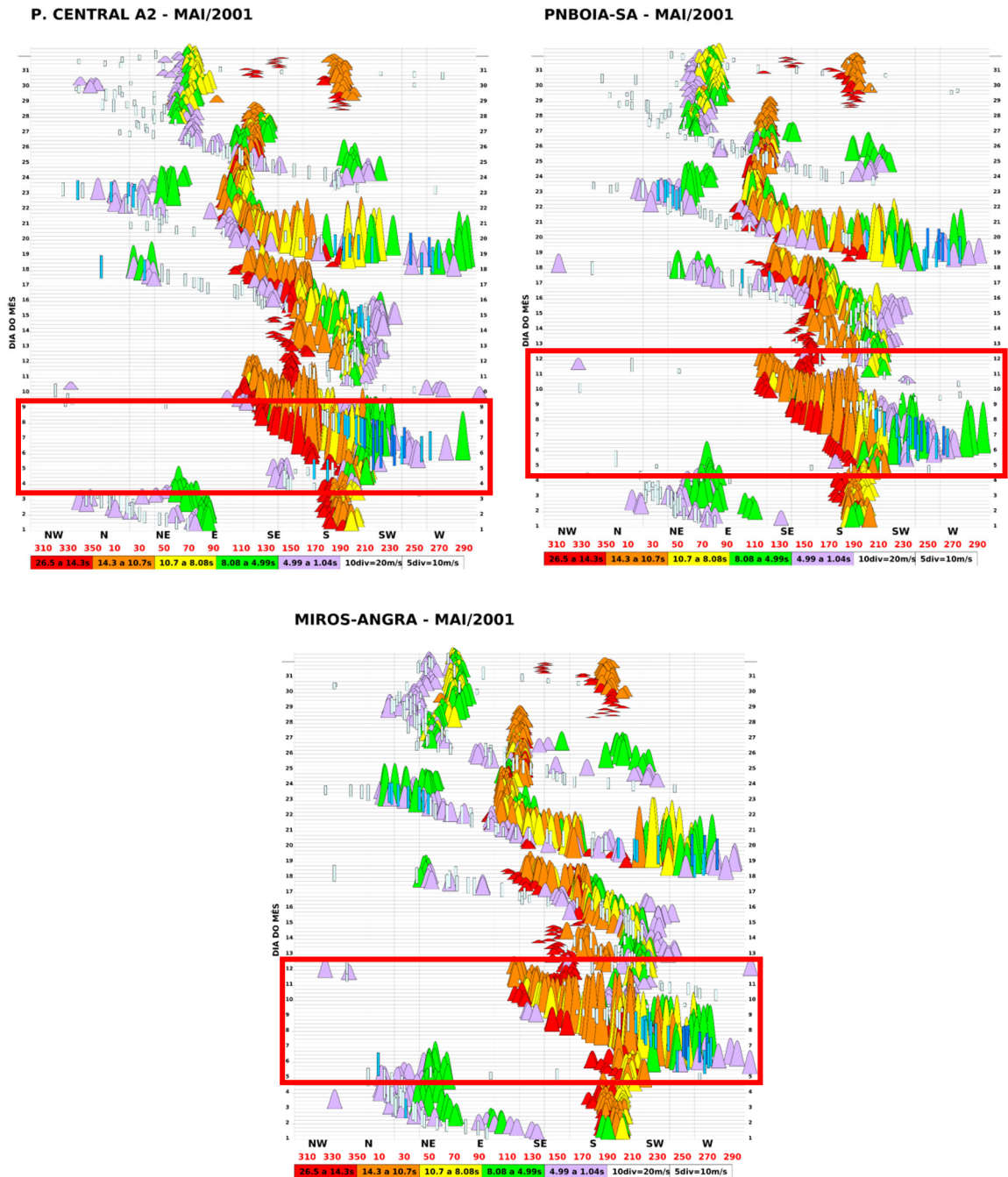


Figura II-33 - PLEDs do mês de maio de 2001 para os pontos nas três áreas da Baía de Santos - ponto representativo da Área Sul (P. CENTRAL A2 – esquerda superior), ponto representativo da Área Central (PNBOIA-SA – direita superior) e ponto representativo da Área Norte (MIROS-ANGRA – parte inferior da figura). O retângulo vermelho destaca o dia do evento severo.

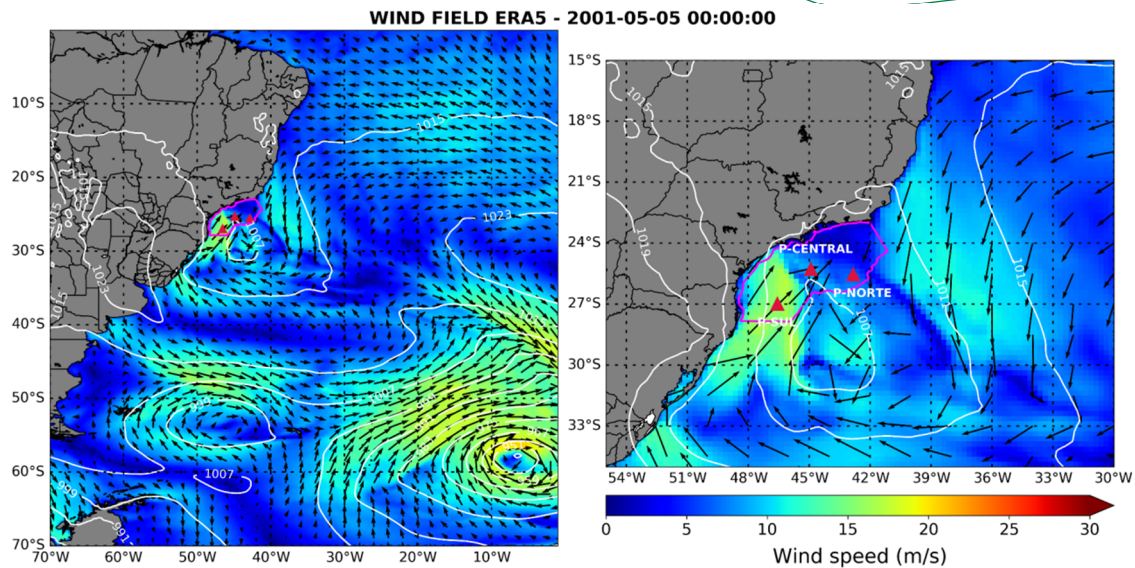


Figura II-34 - Campo de ventos a 10 metros (intensidade representada em cores e direção nas setas) com pressão atmosférica em 1000 hPa representada pelas linhas de contorno. Estas informações são provenientes da reanálise ERA5 para o dia 5 de maio de 2001 às 00 UTC. O painel da direita exibe com mais detalhes o comportamento do campo de ventos na região da Baía de Santos.

II.7 Caracterização da transformação das ondas para águas intermediárias e rasas em eventos típicos de cada categoria de estado do mar

Considerando a modelagem numérica feita para a região da Plataforma Continental utilizando o modelo SWAN para o período de aproximadamente 2 anos, foram analisadas as principais características acerca da transformação das ondas para águas intermediárias e rasas ao longo da Plataforma Continental da Baía de Santos, com foco nas regiões costeiras de Caraguatatuba-SP e Jaconé-RJ. Para tanto, a partir da classificação do estado do mar feita para águas profundas, foram selecionados exemplos de eventos de BOM TEMPO, BOM TEMPO COM SWELL E MAU TEMPO a fim de verificar as semelhanças e diferenças encontradas em relação às características do estado do mar em regiões mais costeiras quando da ocorrência de eventos típicos de cada categoria.

- **Transformação das ondas para águas intermediárias e rasas de um evento típico de BOM TEMPO**

Em águas profundas foi determinada a ocorrência de um evento de BOM TEMPO no dia 31 de agosto de 2018 nas três regiões da Bacia de Santos. Os campos de Hs, Tp e Dp referentes às 12Z deste dia estão ilustrados, respectivamente, na Figura II-35, na Figura II-36 e na Figura II-37. Como é possível constatar no painel superior da Figura II-35, ao longo de toda a área da Plataforma Continental média e externa os valores de Hs são superiores àqueles observados na região mais costeira. Valores de cerca de 1,8 m de Hs são observados ao longo da isóbata de 100 m enquanto valores próximos à 1,4 m são observados ao longo da isóbata de 50 m - é importante salientar que na porção sul da Bacia a distância entre a costa e a isóbata de 50 m é consideravelmente maior do que na porção Norte. Ao analisar a direção de pico das ondas neste momento (Figura II-37), nota-se que em toda a porção sul da Bacia as ondas chegam à Plataforma Continental com valores de Dp entre 45° e 90° (NE-L) enquanto na porção norte e nas regiões mais próximas à costa, inclusive da Área Central da Bacia, as ondas chegam com valores de Dp entre 90° e 135° (E-SE). Em relação ao período de pico (Figura II-36), nota-se que ondas com menores valores de Tp (cerca de 8 s) são observadas na porção sul da Bacia enquanto ondas com valores maiores de Tp (cerca de 10 s) são observadas ao longo de toda a Plataforma Continental das áreas Central e Norte. Na região de Jaconé (painel inferior direito da Figura II-36), os valores de Tp vão diminuindo gradativamente em direção à costa, chegando a valores entre 7 e 8 s no ponto do ADCP-JACON. Na região de Caraguatatuba (painel esquerdo da Figura II-36), por outro lado, a influência das ilhas existentes na região é percebida também na variação do período de pico das ondas - valores de Tp entre 10 e 11 s são observados em boa parte da área, mas nas regiões de “sombra” das ilhas, os valores chegam a ficar no intervalo entre 7 e 8 s.

Significant Wave Height (m) - 31/08/2018 12Z

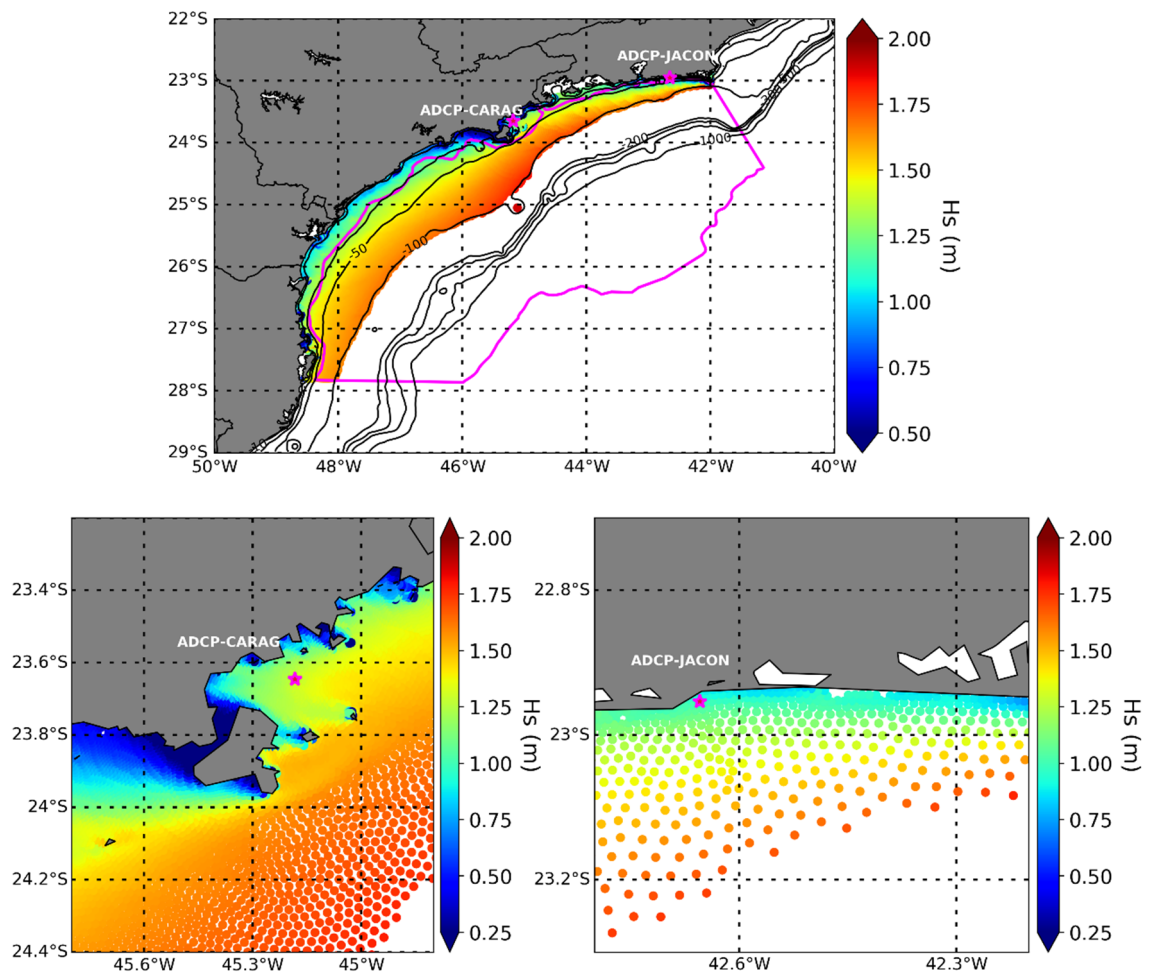


Figura II-35 – Campo de altura significativa das ondas (Hs) no dia 31 de agosto de 2018 às 12Z ilustrando as variações de Hs ao longo da Plataforma Continental da Bacia de Santos (painel superior), na região de Caraguatatuba (painel inferior esquerdo) e na região de Jaconé (painel inferior direito).

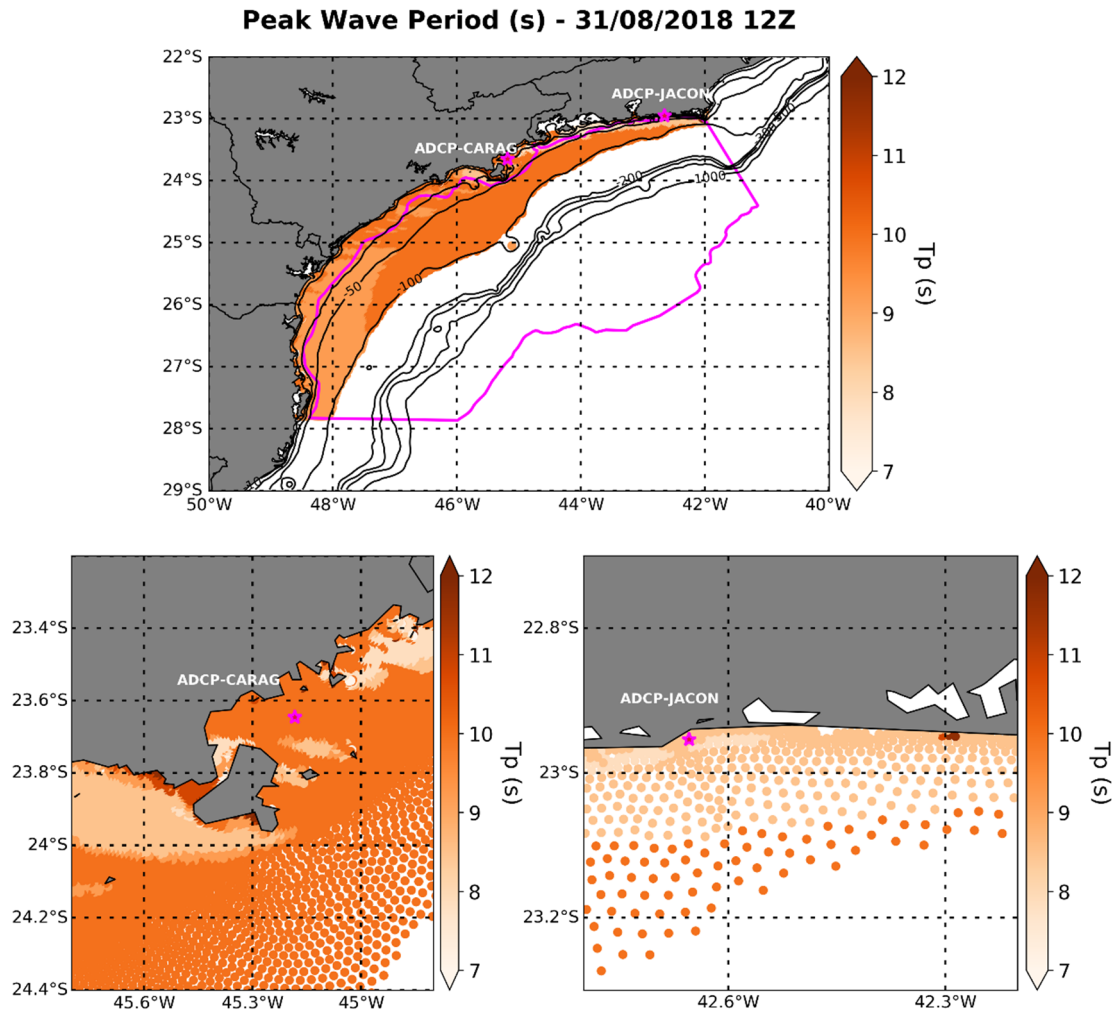


Figura II-36 – Campo de período de pico (T_p) das ondas no dia 31 de agosto de 2018 às 12Z ilustrando as variações de H_s ao longo da Plataforma Continental da Bacia de Santos (painel superior), na região de Caraguatutuba (painel inferior esquerdo) e na região de Jaconé (painel inferior direito).

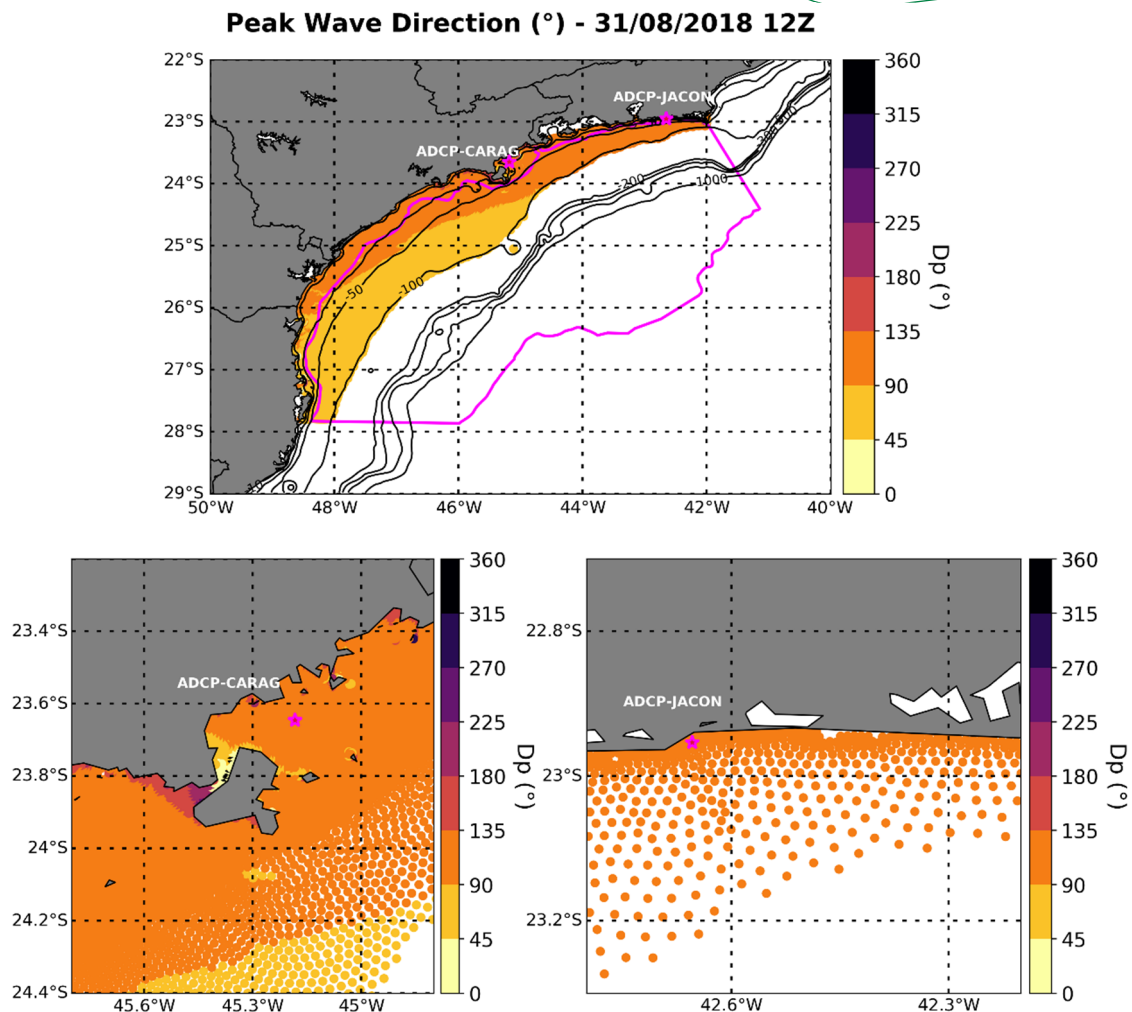


Figura II-37 - Campo de direção de pico (D_p) das ondas no dia 31 de agosto de 2018 às 12Z ilustrando as variações de H_s ao longo da Plataforma Continental da Bacia de Santos (painel superior), na região de Caraguatatuba (painel inferior esquerdo) e na região de Jaconé (painel inferior direito).

- **Transformação para águas intermediárias e rasas de um evento típico de BOM TEMPO COM SWELL**

Na região de águas profundas da Bacia de Santos ocorreu um evento de BOM TEMPO COM SWELL no dia 31 de março de 2018 e os campos dos principais parâmetros de ondas referentes às 04Z deste dia são representados pelas figuras a seguir. Como é possível constatar através da Figura II-38, considerando a região da Plataforma Continental da BS, a altura significativa das ondas neste evento tem os maiores valores chegando com cerca de 1,5 m na porção central da Bacia, entre as isóbatas de 50 e 100 m. Na área mais ao

sul da Bacia, nesta mesma profundidade, os valores de Hs ficam abaixo de 1,50 m. Na região próxima à Caraguatatuba-SP, os valores de Hs observados vão desde 1,50 m até menos de 0,5 m na zona de sombra feita pelas ilhas. Especificamente próximo ao ponto do ADCP-CARAG, o valor de Hs neste momento é próximo a 1,0 m. Na região próxima à Jaconé-RJ, por sua vez, também são observados valores de Hs em torno de 1,0 m.

Ao analisar a direção de pico das ondas neste momento (Figura II-40), nota-se que em toda a porção sul da Bacia as ondas chegam à Plataforma Continental com valores de Dp entre 45° e 90° (NE-L) enquanto na porção norte e nas regiões mais próximas à costa, inclusive da Área Central da Bacia, as ondas chegam com valores de Dp entre 90° e 135° (E-SE). Em relação ao período de pico (Figura II-39), nota-se que ondas com menores valores de Tp (cerca de 8 s) são observadas na porção sul da Bacia enquanto ondas com valores maiores de Tp (cerca de 10 s) são observadas ao longo de toda a Plataforma Continental das áreas Central e Norte. Na região de Jaconé (painel inferior direito da Figura II-39), os valores de Tp vão diminuindo gradativamente em direção à costa, chegando a valores entre 7 e 8 s no ponto do ADCP-JACON. Na região de Caraguatatuba (painel esquerdo da Figura II-39), por outro lado, a influência das ilhas existentes na região é percebida também na variação do período de pico das ondas - valores de Tp entre 10 e 11 s são observados em boa parte da área, mas nas regiões em que as ilhas funcionam como obstáculos para a propagação das ondas, os valores chegam a ficar no intervalo entre 7 e 8 s.

Significant Wave Height (m) - 31/03/2018 04Z

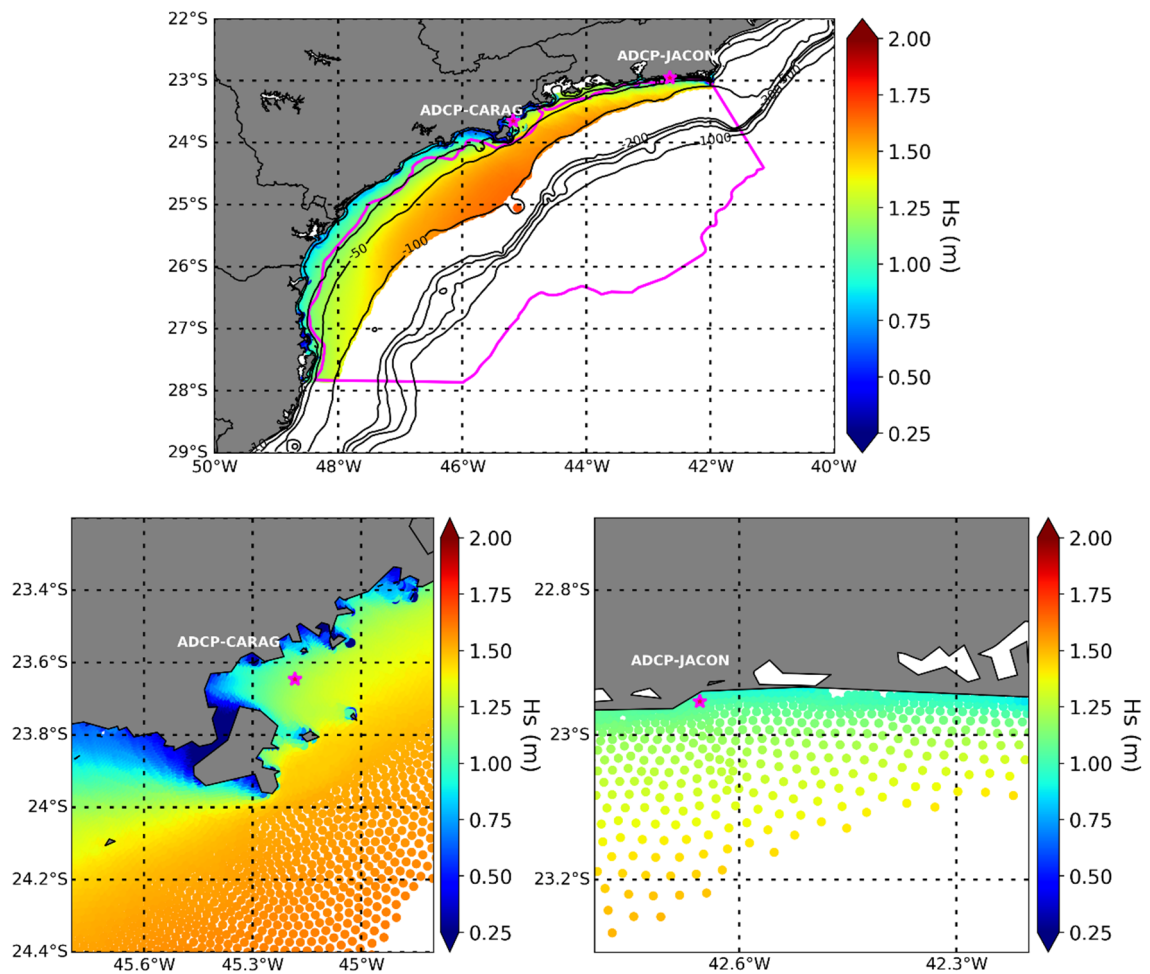


Figura II-38 – Campo de altura significativa das ondas (H_s) no dia 31 de março de 2018 às 04Z ilustrando as variações de H_s ao longo da Plataforma Continental da Bacia de Santos (painel superior), na região de Caraguatatuba (painel inferior esquerdo) e na região de Jaconé (painel inferior direito).

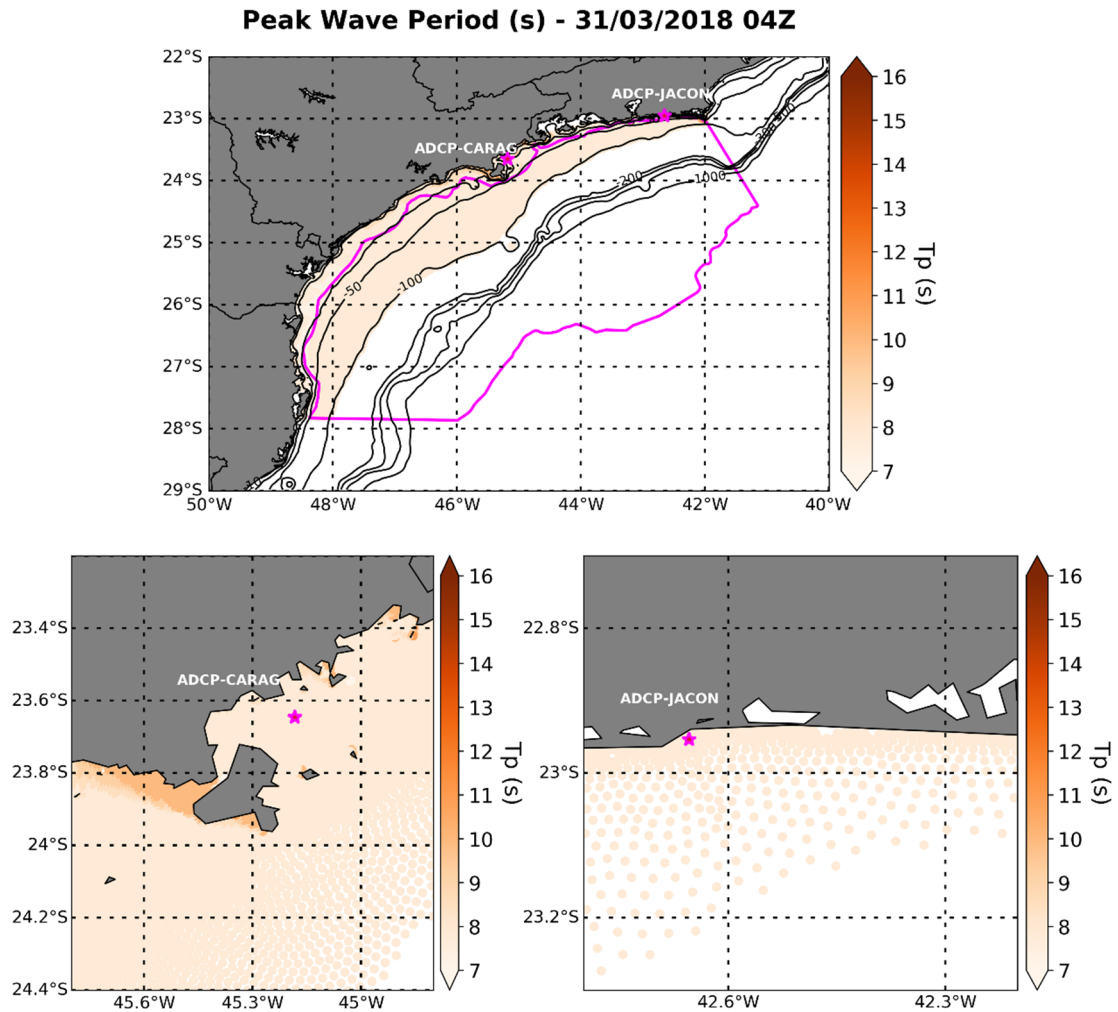


Figura II-39 – Campo de período de pico (T_p) das ondas no dia 31 de março de 2018 às 04Z ilustrando as variações de H_s ao longo da Plataforma Continental da Bacia de Santos (painel superior), na região de Caraguatatuba (painel inferior esquerdo) e na região de Jaconé (painel inferior direito).

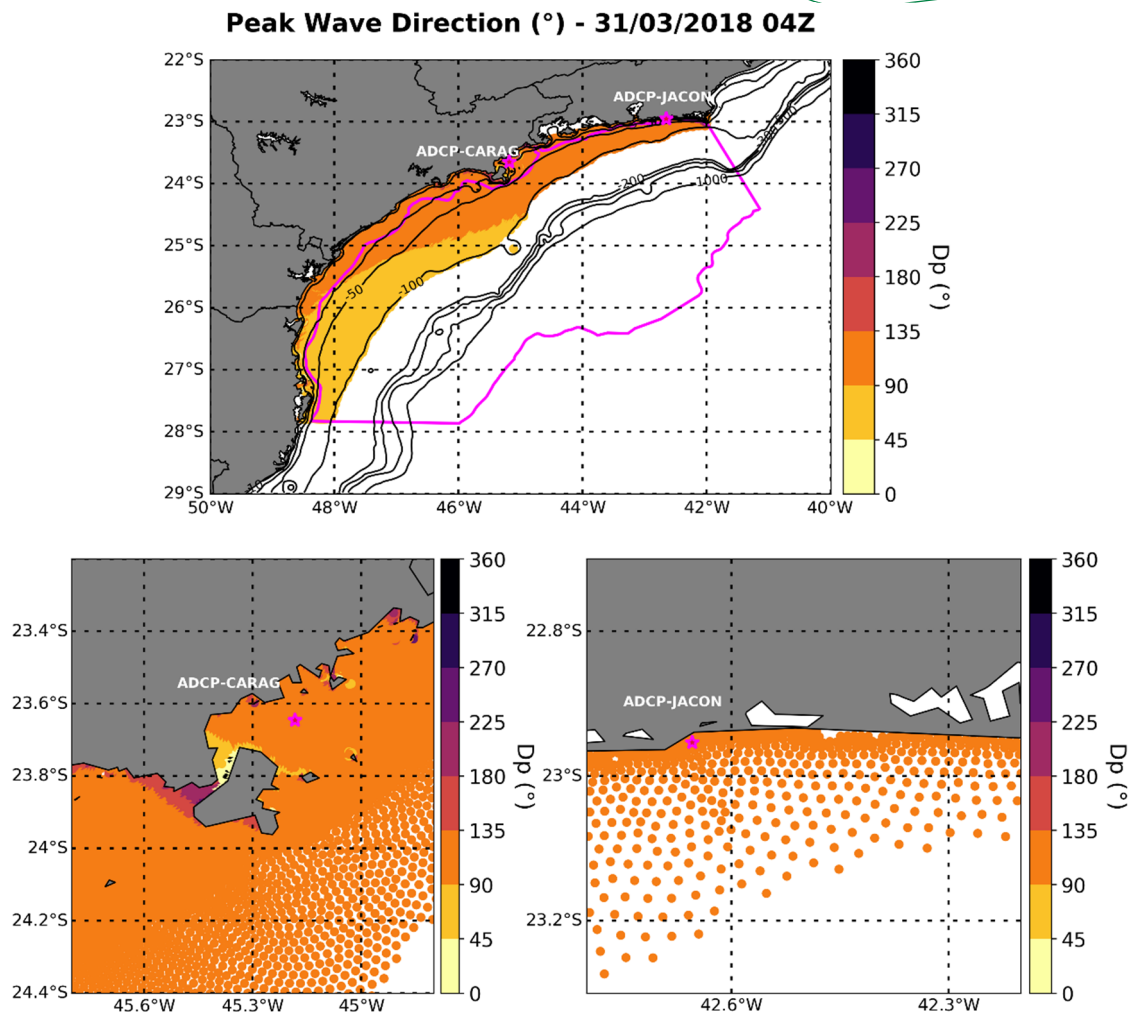


Figura II-40 - Campo de direção de pico (D_p) das ondas no dia 31 de março de 2018 às 04Z ilustrando as variações de H_s ao longo da Plataforma Continental da Bacia de Santos (painel superior), na região de Caraguatatuba (painel inferior esquerdo) e na região de Jaconé (painel inferior direito).

- **Transformação para águas intermediárias e rasas de um evento típico de MAU TEMPO**

Nas figuras a seguir observa-se as principais características das ondas ao longo da Plataforma Continental em um evento típico de MAU TEMPO. Este evento ocorreu no dia 08 de abril de 2010 e foi assim classificado na região de águas profundas da Bacia de Santos. Nas figuras adiante (Figura II-41, Figura II-42 e Figura II-43) observam-se as transformações em termos de H_s , T_p e D_p referentes às 13Z do dia 08 de abril. Nota-se que, neste caso, as ondas chegam à isóbata de 100 m ao longo de toda a área da Bacia de Santos com

valores de H_s em torno de 4,5 m (Figura II-41). Neste evento as ondas apresentam bastante energia, inclusive nas áreas mais rasas. Os painéis inferiores da Figura II-41 mostram que nas regiões ao largo de Caraguatatuba-SP e Jaconé-RJ as ondas apresentam valores de H_s de cerca de 4,0 m. Na região de Caraguatatuba-SP novamente as ilhas servem como obstáculos à propagação das ondas e são observados valores de H_s consideravelmente inferiores próximo ao ponto de fundeio do ADCP-CARAG (H_s em torno de 2,5 m). Como a região onde fora fundeado o ADCP-JACON não apresenta obstáculos físicos à propagação das ondas, é possível observar neste evento que as ondas atingem essa área ainda com uma energia considerável, com valores de H_s em torno de 4,0 m.

Quanto ao período de pico das ondas (Figura II-42), observa-se que os valores observados neste momento ficam próximos a 12 s em quase toda a Plataforma Continental da Bacia de Santos, com exceção da porção norte. Nesta área (ao norte da Baía de Guanabara até a isóbata de 100 m) as ondas apresentam valores de T_p ainda maiores, de forma que as ondas atingem a região de JACONÉ-RJ com valores de T_p em torno de 14 s. Ao redor do ponto de fundeio do ADCP-CARAG, novamente em função do recorte da linha de costa e da presença das ilhas, observa-se variações nos valores de T_p , com valores maiores ao sul do ponto do ADCP-CARAG e menores valores imediatamente ao norte deste ponto.

Em relação à direção de pico das ondas, destaca-se que há uma mudança na direção principal de propagação das ondas entre a porção mais ao sul e mais ao norte da Plataforma Continental e da região costeira – enquanto na porção mais ao sul a direção de pico de incidência das ondas indica direções entre 90° e 135° (E-SE), na porção mais ao norte as ondas incidem com direção de pico mais inclinada ao quadrante Sul, com valores entre 135° e 180° (SE-S). Assim como constatado nos valores de período de pico, aqui também são observadas mudanças locais na região de Caraguatatuba, que é influenciada pela existência das ilhas.

Significant Wave Height (m) - 08/04/2010 13Z

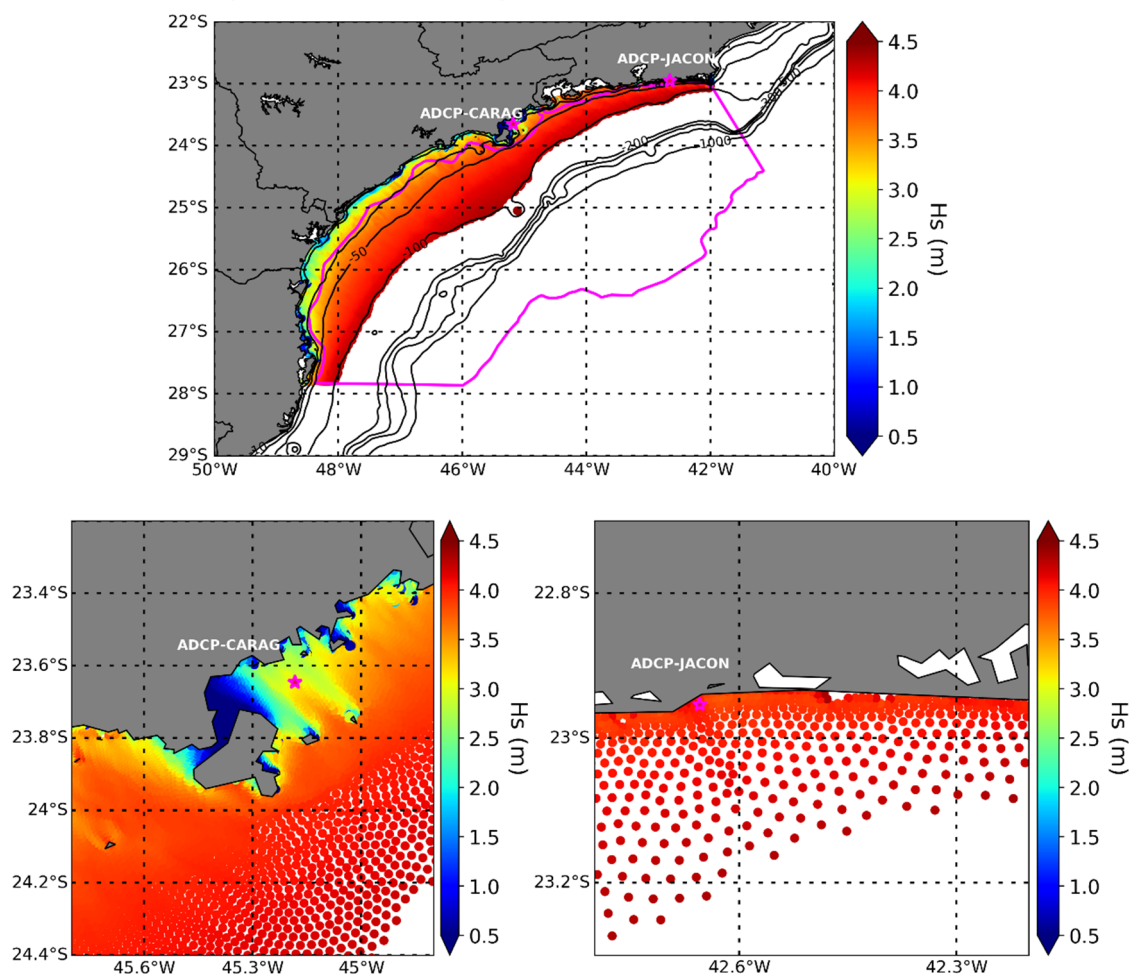


Figura II-41 – Campo de período de pico (T_p) das ondas no dia 08 de abril de 2010 às 13Z ilustrando as variações de H_s ao longo da Plataforma Continental da Bacia de Santos (painel superior), na região de Caraguatatuba (painel inferior esquerdo) e na região de Jaconé (painel inferior direito).

Peak Wave Period (s) - 08/04/2010 13Z

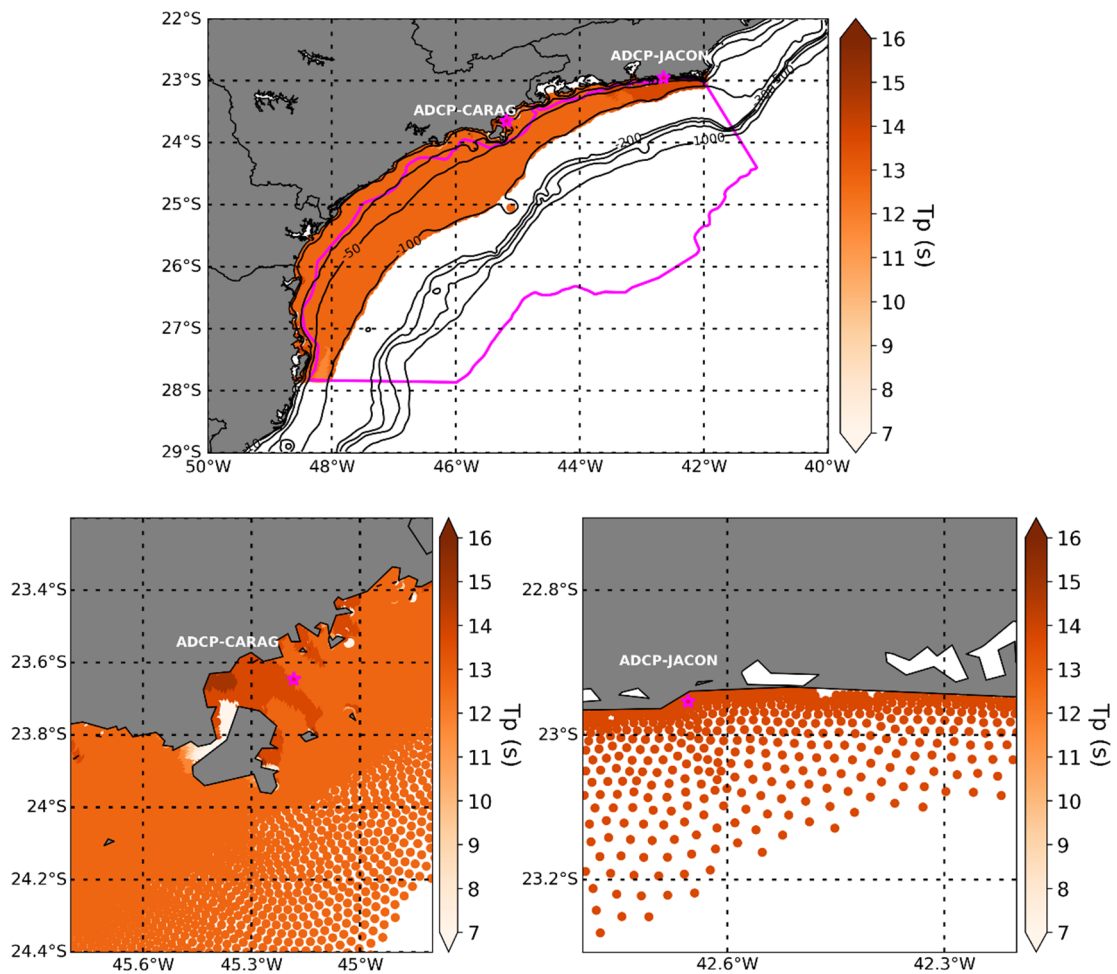


Figura II-42 – Campo de período de pico (T_p) das ondas no dia 08 de abril de 2010 às 13Z ilustrando as variações de H_s ao longo da Plataforma Continental da Baía de Santos (painel superior), na região de Caraguatatuba (painel inferior esquerdo) e na região de Jaconé (painel inferior direito).

Peak Wave Direction (°) - 08/04/2010 13Z

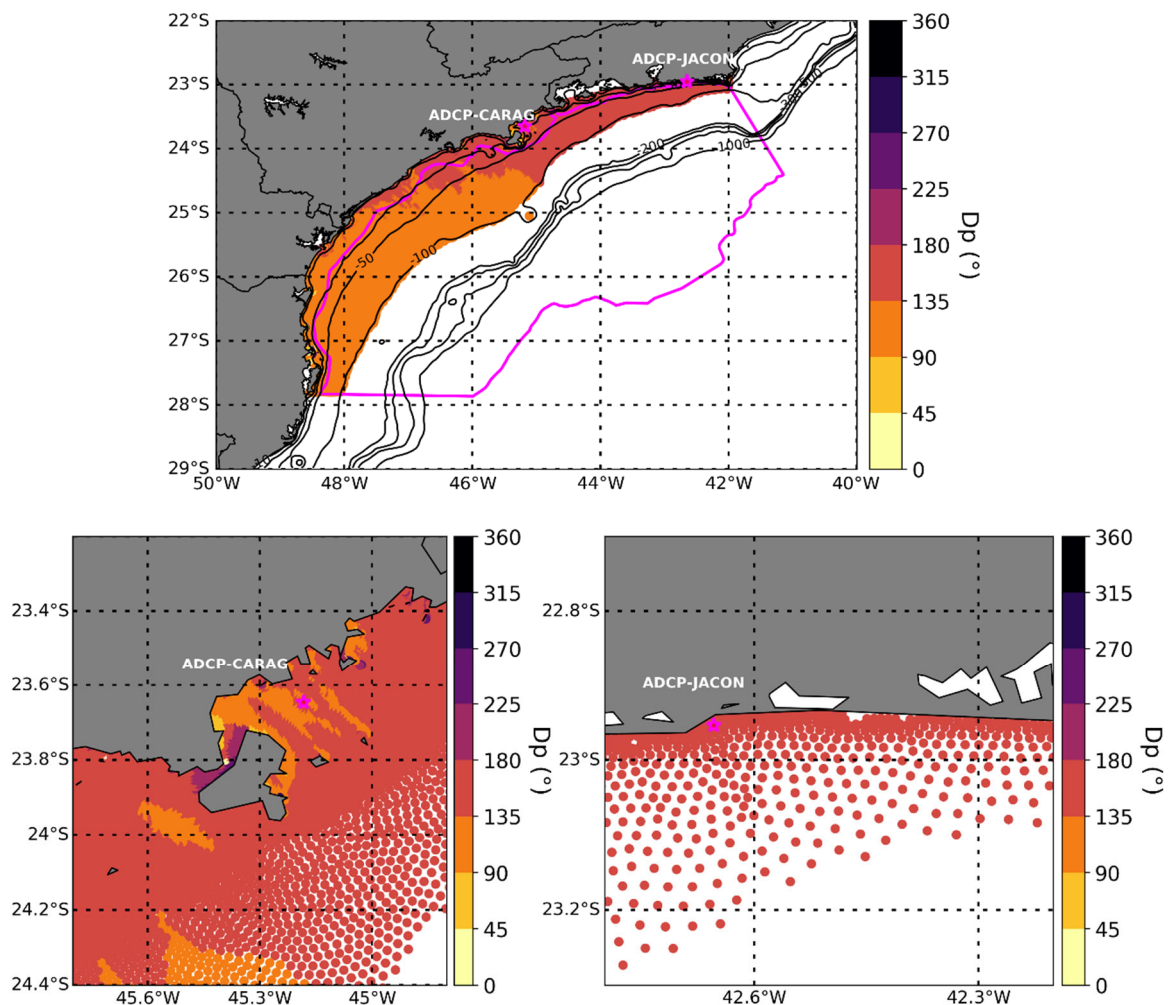


Figura II-43 – Campo de direção de pico (D_p) das ondas no dia 08 de abril de 2010 às 13Z ilustrando as variações de H_s ao longo da Plataforma Continental da Baía de Santos (painel superior), na região de Caraguatuba (painel inferior esquerdo) e na região de Jaconé (painel inferior direito).

II.8 Aprimoramento da representação dos eventos severos de estado do mar

Considerando a tendência da modelagem numérica de ondas em subestimar os picos dos eventos mais energéticos (Campos et al. 2018; Cavaleri et al. 2007; Swail & Cox 2000) e a grande influência dos campos de vento na geração e propagação das ondas, neste trabalho foi avaliada a performance da modelagem numérica de ondas em situações de eventos severos de estado do mar em águas profundas utilizando campos de vento

corrigidos como forçante. Os campos de vento em questão são provenientes da reanálise do ERA5, sendo a correção baseada em um modelo de ajuste linear a partir da comparação dos resultados do ERA5 com dados de escaterômetros da base de dados do *Integrated Marine Observing System* (IMOS) (Ribal & Young 2020), mais especificamente os dados dos escaterômetros a bordo dos satélites METOP-A e METOP-B.

Para tanto, foi feita a seleção da área de interesse considerando a limitação de distância da costa de 50 km (Ribal & Young 2020) e uma profundidade mínima de 70 m, conforme ilustra a máscara apresentada na Figura II-44. Esta máscara foi aplicada na etapa do pareamento dos dados para garantir que os dados próximos à costa e ao redor das ilhas seriam excluídos da regressão linear. O período entre janeiro de 2014 e dezembro de 2016 foi selecionado para aplicação desta metodologia e somente foram considerados os dados dos escaterômetros sinalizados com níveis de qualidade “bom” ou “muito bom”. A seguir foi feito o pareamento entre os dados do satélite e os resultados de intensidade do vento da reanálise do ERA5 sendo considerada uma distância máxima de 25 km entre os pontos (Graber, Ebuchi & Vakkayil 1996) e uma janela temporal máxima de 30 minutos (Ribal & Young 2020).

Assim, é aplicada uma regressão linear (regressão linear inicial) entre os resultados da reanálise e os dados dos satélites para que sejam obtidos os coeficientes de reta (A e B). A obtenção desses coeficientes foi feita através de quatro abordagens distintas que são brevemente descritas e identificadas na Tabela II-6, aumentando o nível de complexidade do método a cada abordagem.

Tabela II-6 - Resumo das abordagens utilizadas para o ajuste linear de correção dos campos de vento.

Abordagem	Eixo X	Eixo Y	Área de aplicação da regressão linear
MD-1	Resultados da reanálise ERA5	Dados de satélite	Atlântico Sul

MD-2	Resultados da reanálise ERA5	Dados de satélite	Seções de 2° x 2°
MD-3	Quantis dos resultados da reanálise ERA5	Quantis dos dados de satélite	Atlântico Sul
MD-4	Quantis dos resultados da reanálise ERA5	Quantis dos dados de satélite	Seções de 2° x 2°

A primeira abordagem (MD-1) utiliza todo o conjunto de dados diretamente na regressão linear considerando toda a área do Atlântico Sul (a área considerada se estende desde 80° Oeste a 20° Leste e 10° Norte a 70° Sul). Deste modo, foi obtido um coeficiente angular (coeficiente A) e um coeficiente linear (coeficiente B) referente ao ajuste linear para toda a área do Oceano Atlântico Sul considerada. Na segunda abordagem (MD-2), este mesmo conjunto de dados foi dividido em subáreas de 2° x 2° para a aplicação da regressão linear de modo independente em cada subárea. Assim, esta abordagem (MD-2) prevê a obtenção de diferentes coeficientes de ajuste linear de forma independente para as subáreas de 2° x 2° em toda a região do Atlântico Sul (Figura II-44).

As abordagens MD-3 e MD-4 utilizam a metodologia denominada *Quantile mapping bias correction* (ou *Quantile matching method*) já utilizada em diversos estudos (Cannon, Sobie & Murdock 2015; Piani, Haerter & Coppola 2010). Nesta metodologia, uma regressão linear é aplicada aos quantis dos resultados de reanálise e aos quantis dos dados de satélites, visando corrigir o erro sistemático da reanálise. Este método tem o intuito de garantir o mesmo peso dos percentis superiores (alvo desta etapa de correção) no processo de ajuste linear. Assim como a abordagem MD-1, esse método foi aplicado para toda a área do Atlântico Sul na abordagem MD-3, e como a abordagem MD-2, a regressão linear inicial foi aplicada de forma independente em seções de 2° x 2° (Figura II-44) distribuídas por todo Atlântico Sul, obtendo, deste modo, coeficientes distintos para a região considerada na abordagem MD-4.

Uma vez obtidos os coeficientes, eles são utilizados em um ajuste linear

final assim como proposto em Campos et al. (2018), na forma de campos de ventos corrigidos de acordo com a equação abaixo. Assim, a correção dos campos de velocidade do vento é resultado do ajuste linear entre os coeficientes gerados na regressão linear inicial e a velocidade do vento da reanálise do ERA5 original (sem alterações). A partir desses resultados, a abordagem que apresentar os melhores resultados é utilizada como método de correção do campo de velocidade do vento de modo que este é, por fim, empregado como forçante na modelagem de ondas.

$$Vel_{ERA5_COR} = A * Vel_{ERA5} + B$$

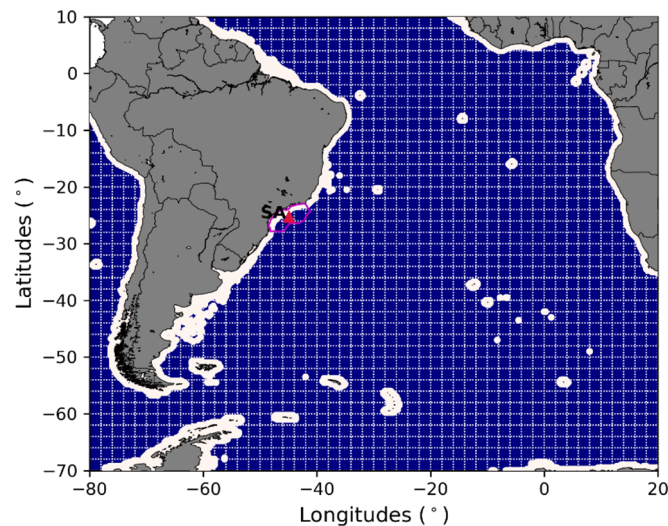


Figura II-44 - Máscara do Atlântico Sul e seções 2° x 2° utilizadas na metodologia. A área delimitada em rosa representa a Bacia de Santos, e o triângulo vermelho, a boia de Santos.

Para o coeficiente A (Figura II-45), se observam valores homogêneos devido à metodologia utilizada para as abordagens MD-1 e MD-3 (0,978 e 1,012), respectivamente. Como são valores muito próximos a 1 (valor de referência do coeficiente angular quando não há correção), pode-se dizer que para estas abordagens não há grandes correções em relação ao coeficiente angular. De modo geral, na abordagem MD-2, verificam-se valores menores que 1, enquanto na abordagem MD-4 se observam valores acima de 1 na

maior parte do Atlântico Sul.

No coeficiente B (Figura II-46) também se verificam valores homogêneos para toda a área do Atlântico Sul para as abordagens MD-1 e MD-3 (0,409 e 0,129), respectivamente. Como zero representa o valor em que não há correção do coeficiente linear, pode-se dizer que a correção da abordagem MD-1 foi maior do que a da abordagem MD-3. A abordagem MD-2, por outro lado, apresenta valores acima de zero na maior parte do Atlântico Sul, exceto pela área na costa oeste da África, na costa oeste da América do Sul e no sul do Uruguai/costa sudeste da Argentina, onde os valores ficam abaixo de zero. Já a abordagem MD-4 apresenta correções variadas no oceano Atlântico Sul, com as maiores correções concentradas nas áreas próximas aos continentes e na região equatorial. Nesta abordagem, destacam-se grandes correções (coeficiente linear abaixo de zero) no sul do Uruguai e costa sudeste da Argentina, região com características favoráveis à formação de ciclones (Reboita et al. 2010).

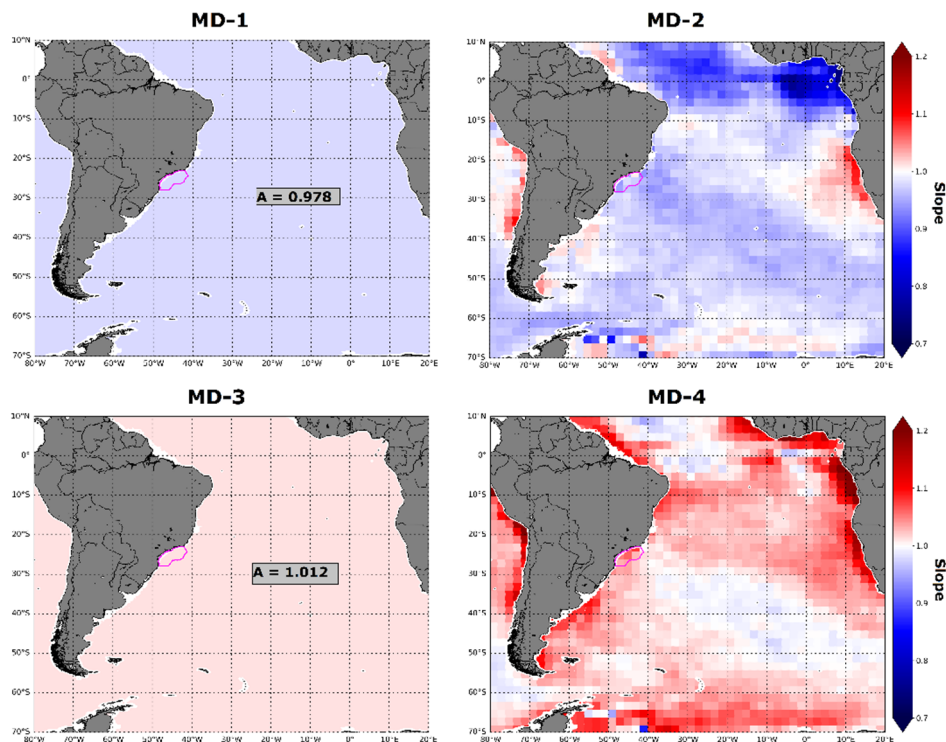


Figura II-45 - Campos do coeficiente de reta A para as diferentes abordagens. O painel superior apresenta os coeficientes A para as metodologias MD-1 e MD-2 e o painel inferior, para as metodologias MD-3 e MD-4.

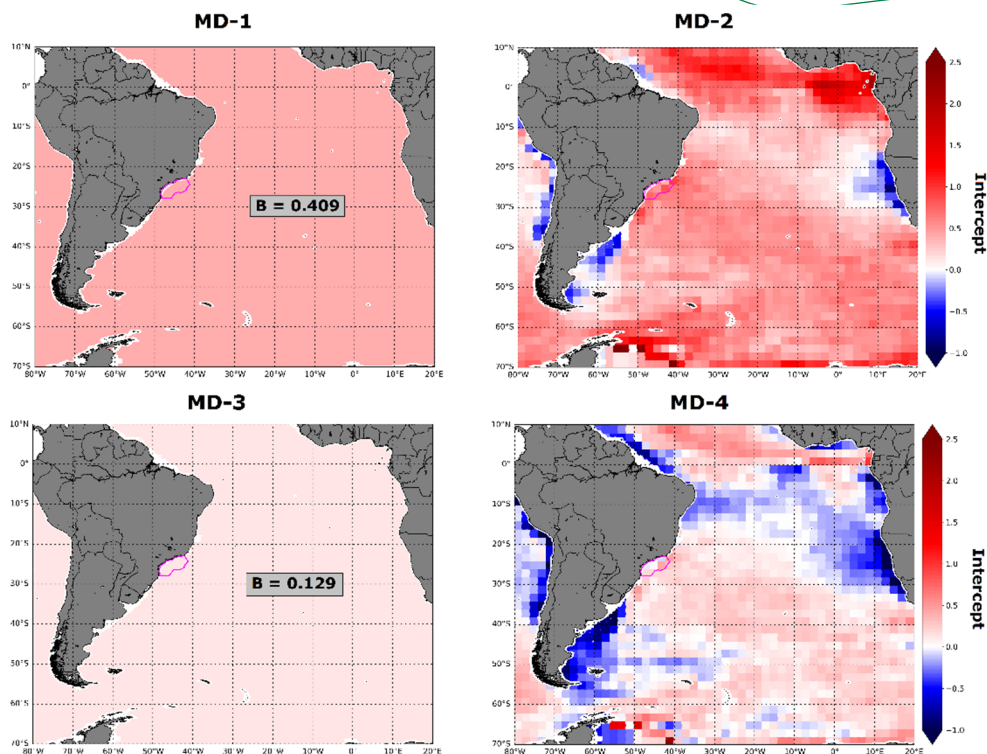


Figura II-46 - Campos do coeficiente de reta B para as diferentes abordagens. O painel superior apresenta os coeficientes B para as metodologias MD-1 e MD-2 e o painel inferior, para as metodologias MD-3 e MD-4.

Além disso, nas abordagens em que a regressão linear é feita em subáreas de $2^\circ \times 2^\circ$, para o coeficiente angular (Figura II-45), observa-se uma faixa de orientação noroeste/sudeste com valores abaixo de 1 para a abordagem MD-2 e próximo a 1 (sem correção) na abordagem MD-4. Para o coeficiente linear (Figura II-46), são observados valores acima de zero nas abordagens MD-2 e MD-4, porém na abordagem MD-2 a correção é maior que na MD-4.

Na Figura II-47 são ilustrados os resultados do erro em função do percentil por faixas de latitude. De modo geral, as abordagens MD-2 e MD-4 apresentam os melhores resultados em relação ao BIAS, zerando este erro em todas as faixas de latitude e ao RMSE que também apresentou valores mais baixos com essas abordagens em comparação com as demais. Maiores resultados de RMSE foram obtidos entre as latitudes de 70°S e 60°S e os menores foram obtidos entre as latitudes de 20°S e 10°N , onde as abordagens

MD-2 e MD-4 apresentaram valores em torno de 0,75 m/s. Neste sentido, a abordagem MD-2 foi ainda mais eficiente em reduzir o RMSE em todas as faixas de latitude. Na faixa de latitude entre 20°S e 10°N, a diferença entre o RMSE obtido pela abordagem MD-2 e MD-4 foi ainda maior (abordagem MD-2 obteve o menor valor de RMSE). Vale ressaltar que essas abordagens apresentam métricas de erro com valores quase homogêneos ao longo dos percentis. As abordagens MD-1 e MD-3, entretanto, apresentam resultados piores de BIAS e RMSE (em comparação com MD-2 e MD-4), sobretudo quando se aproximam dos percentis superiores.

Na Figura II-47, na Figura II-49, na Figura II-50 e na Figura II-51 é apresentada a distribuição espacial dos resultados de BIAS e RMSE referentes aos percentis superiores (percentis 90 e 95) para os campos de vento obtidos como resultados das quatro abordagens. Da análise destas figuras constata-se que, de modo geral, todas apresentam uma região próximo aos trópicos com uma área em branco, indicando que nesta área não foram identificados valores dentro do limite do percentil em questão.

Na Figura II-48, que ilustra a distribuição espacial do BIAS referente aos valores superiores ao percentil 90, são observados valores negativos de BIAS na maior parte do Atlântico Sul indicando uma subestimação por parte dos modelos corrigidos. As abordagens MD-3 e MD-4 apresentaram correções mais eficazes, uma vez que possuem regiões com BIAS próximo de zero (identificado pela cor verde na figura), sobretudo no sul e sudeste do Atlântico Sul. Nas abordagens MD-1 e MD-3 é observada uma área de superestimação entre 40° e 50° Sul e 0° e 10° Oeste. Em relação ao RMSE (Figura II-49), verificam-se valores mais baixos entre as latitudes de 40° e 60° Sul e se observam valores mais baixos nas abordagens MD-3 e MD-4.

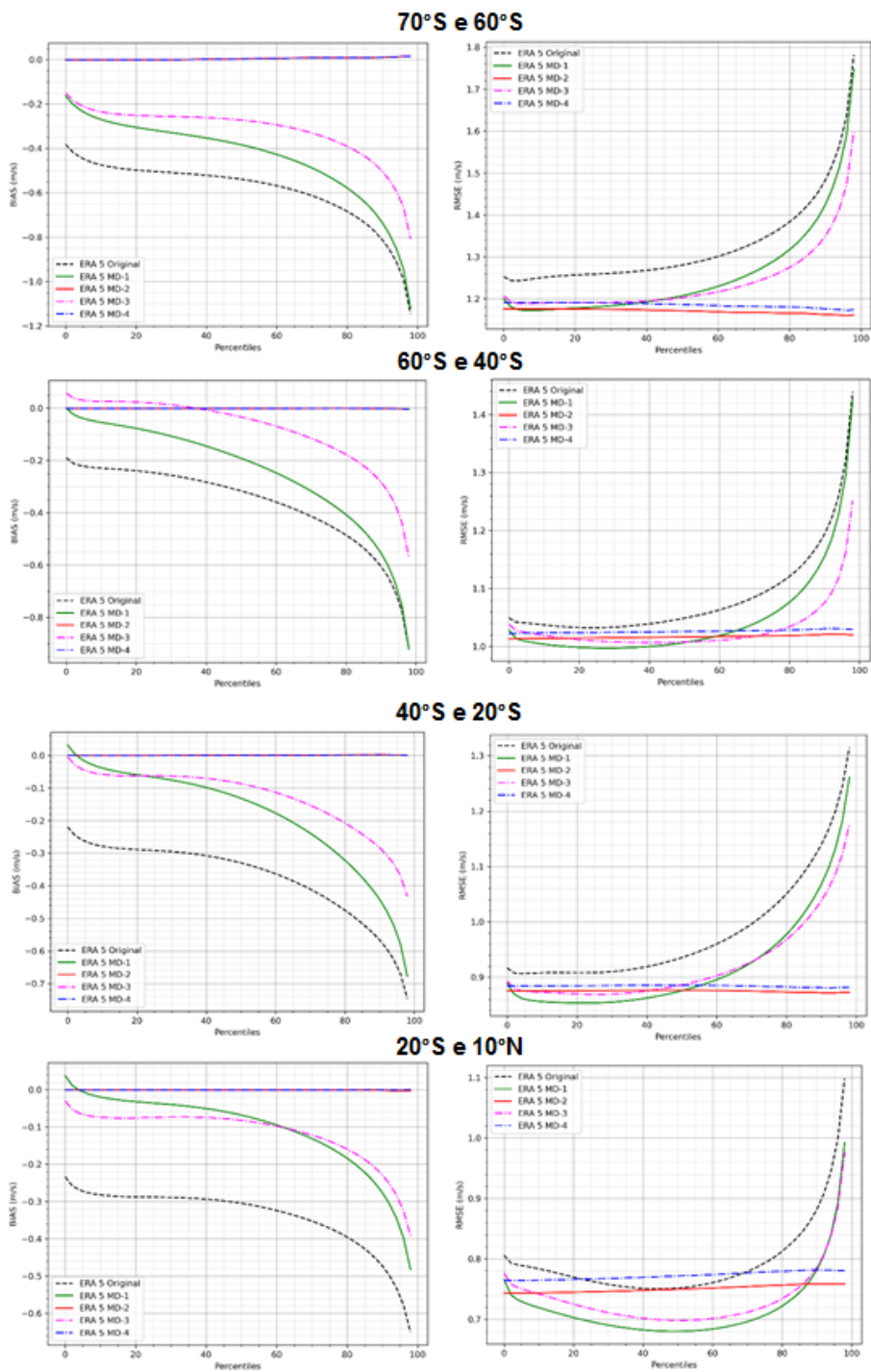


Figura II-47 - Erro em função do percentil entre as latitudes de 70°S e 60°S, 60°S e 40°S, 40°S e 20°S e 20°S e 10°N. À esquerda estão os resultados do BIAS e à direita, do RMSE. A linha preta tracejada representa os percentis da reanálise original (sem correção), a linha sólida em verde representa a abordagem MD-1, a linha sólida em vermelho, a abordagem MD-2, a linha tracejada em rosa, a abordagem MD-3 e a linha tracejada em azul, a abordagem MD-4.

Assim como observado nos resultados relativos ao percentil 90, para o percentil 95 as abordagens MD-3 e MD-4 também possuem os melhores resultados em termos de BIAS (Figura II-50) e RMSE (Figura II-51). Quando a análise é feita considerando os valores associados a este percentil, fica ainda mais evidente a correção da abordagem MD-4 na área de ciclogênese ao sul do Uruguai / leste da Argentina com BIAS menores e mais próximos a zero, assim como o RMSE que também é menor nessa região. Nota-se que a área de superestimação identificada no percentil 90 nas abordagens MD-1 e MD-3 também é observada na análise associada ao percentil 95 dos ventos, porém com menor intensidade (valores de BIAS mais próximos a zero).

Considerando os resultados do erro em função do percentil e da distribuição espacial dos erros, pode-se afirmar que a abordagem MD-4 mostrou ser o método mais eficiente para corrigir o campo de ventos dentre as metodologias analisadas. Desta forma, esta correção foi aplicada aos campos de vento do ERA5 a fim de aprimorar a representação dos eventos severos de estado do mar na modelagem de ondas. Vale lembrar que esta abordagem utilizou os quantis da reanálise e os quantis dos dados de satélite para calcular o ajuste linear em seções de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ em toda a área do Atlântico Sul. Desta forma, foi garantida uma correção que considera os dados dos percentis superiores com igual relevância dos demais no processo de ajuste linear, além da correção independente em cada seção de área.

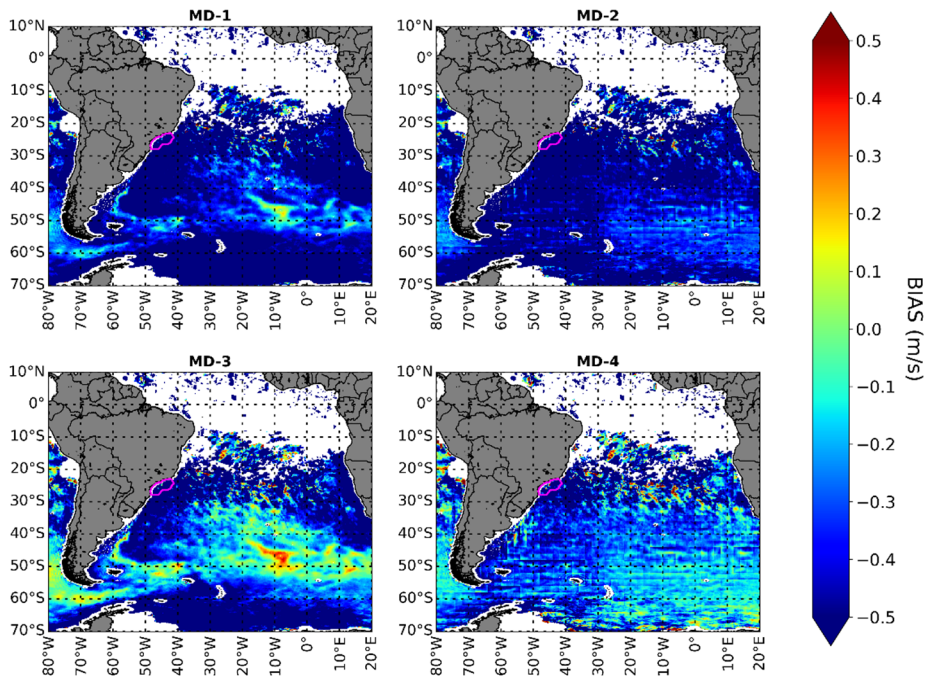


Figura II-48 - BIAS do percentil 90 dos campos de vento corrigidos com as abordagens MD-1 (esquerda superior), MD-2 (direita superior), MD-3 (esquerda inferior) e MD-4 (direita inferior) para a área do Atlântico Sul.

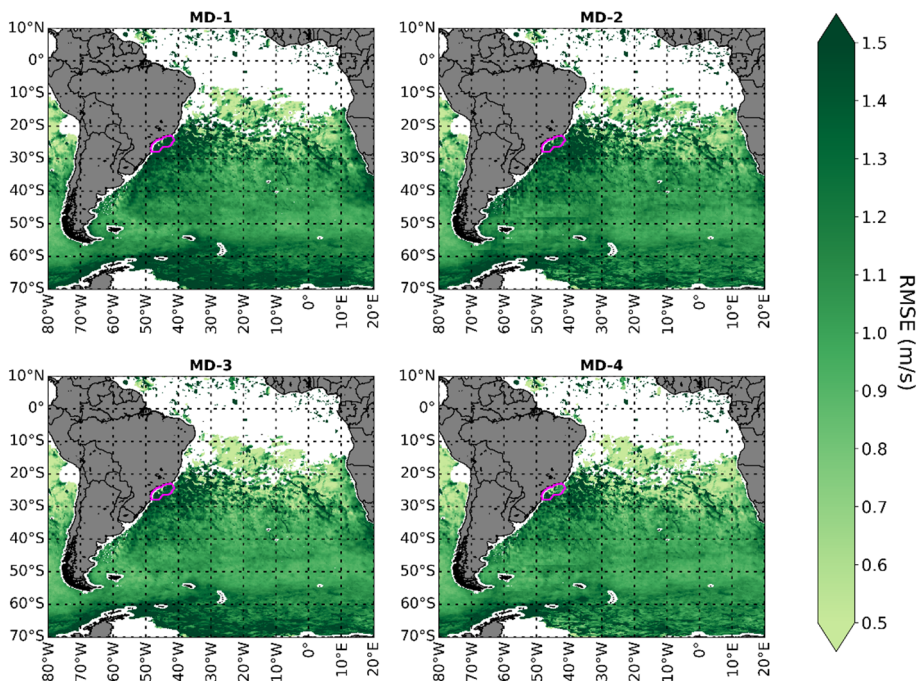


Figura II-49 - RMSE do percentil 90 dos campos de vento corrigidos com as abordagens MD-1 (esquerda superior), MD-2 (direita superior), MD-3 (esquerda inferior) e MD-4 (direita inferior) para a área do Atlântico Sul.

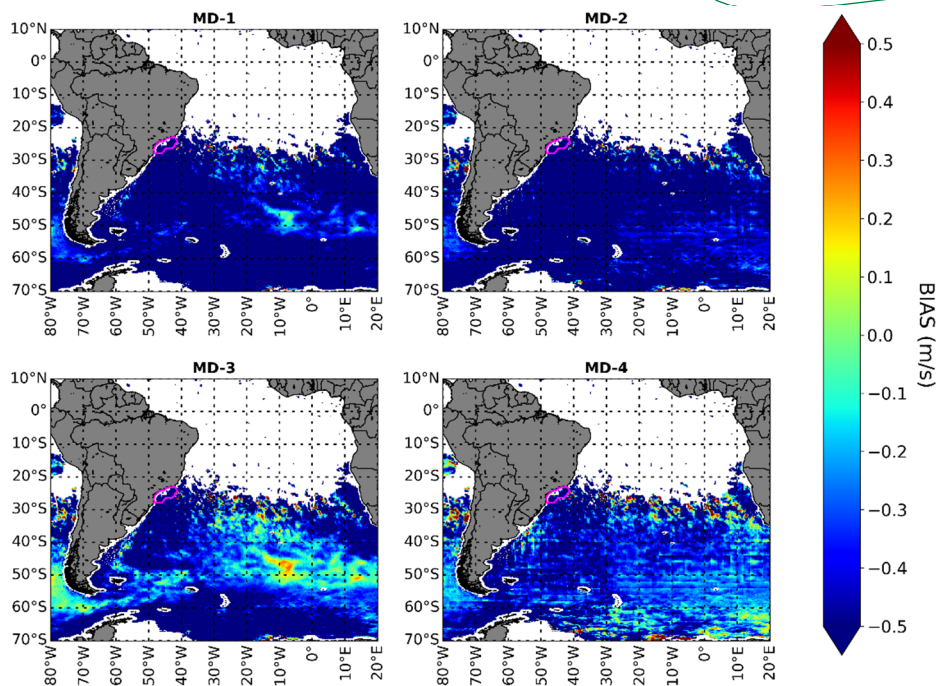


Figura II-50 - BIAS do percentil 95 dos campos de vento corrigidos com as abordagens MD-1 (esquerda superior), MD-2 (direita superior), MD-3 (esquerda inferior) e MD-4 (direita inferior) para a área do Atlântico Sul.

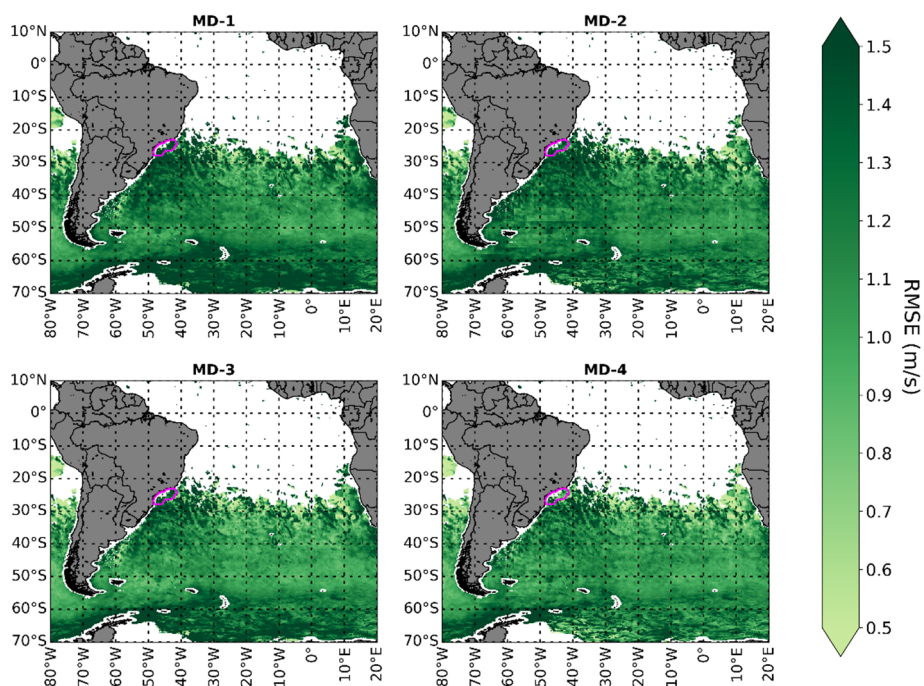


Figura II-51 - RMSE do percentil 95 dos campos de vento corrigidos com as abordagens MD-1 (esquerda superior), MD-2 (direita superior), MD-3 (esquerda inferior) e MD-4 (direita inferior) para a área do Atlântico Sul.

- **Modelagem de ondas**

De modo a realizar a modelagem de ondas com o campo de ventos corrigido, alguns testes foram realizados a fim de ajustar o parâmetro que controla a transferência de energia dos ventos para o campo de ondas. Assim, diferente da configuração utilizada para a realização da reconstituição de 20 anos (calibrada utilizando os ventos originais do ERA5, sem aplicação de qualquer correção), aqui o parâmetro FAC da parametrização física ST6 foi ajustado para o valor de 1,17. Desta forma, os resultados aqui apresentados referem-se ao período de janeiro de 2014 a dezembro de 2016 considerando a modelagem de ondas feita utilizando os campos de vento do ERA5 corrigidos com a aplicação da abordagem MD-4.

A Figura II-52 ilustra a distribuição espacial dos resultados de BIAS e RMSE associados ao percentil 95 da altura significativa das ondas, comparando resultados da modelagem de ondas e os dados de altímetros obtidos da base do IMOS (Ribal & Young 2019). No painel esquerdo são apresentados os resultados referentes à modelagem de ondas utilizando como forçante os campos de vento originais do ERA5 enquanto no painel direito são apresentados os resultados referentes à modelagem de ondas que utilizou como forçante os campos de ventos corrigidos do ERA5. Como é possível constatar, a simulação de ondas que utilizou como forçante os campos de ventos corrigidos do ERA5 foi capaz de diminuir a subestimação dos valores de altura significativa das ondas observada em quase toda a área da Baía de Santos na simulação que utilizou como forçante os campos de vento originais do ERA5. Este padrão de resultados foi observado também para os demais percentis superiores.

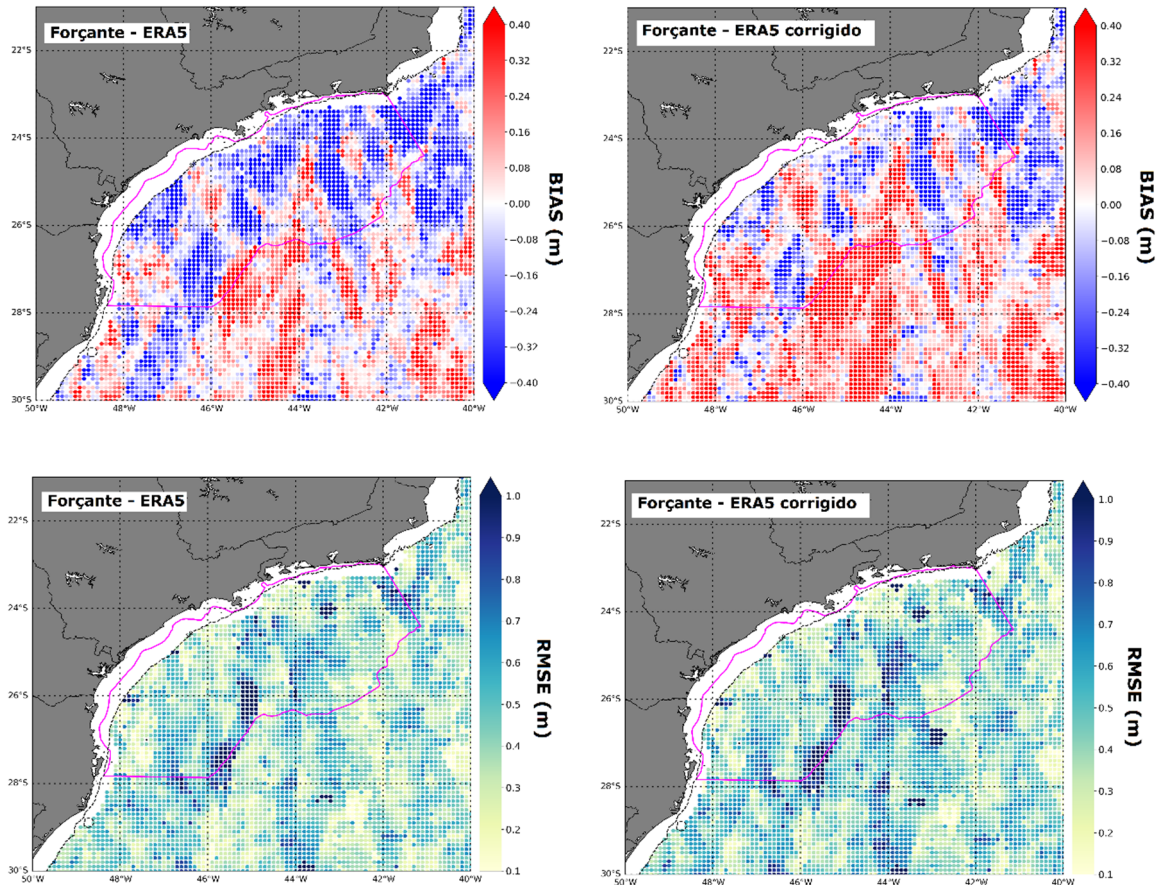


Figura II-52 - Distribuição espacial dos índices estatísticos (BIAS e RMSE) obtidos para o percentil 95 de altura significativa das ondas utilizando as informações de altura significativa dos altímetros como referência. Os painéis da esquerda exibem os resultados obtidos com a modelagem de onda utilizando os campos de vento originais do ERA5 como forçante enquanto os painéis da direita apresentam os resultados obtidos com a modelagem de onda feita utilizando como forçante os campos de vento corrigidos. Nas figuras da parte superior foi calculado o BIAS e nas figuras da parte inferior, o RMSE.

O diagrama quantil-quantil da boia de Santos é ilustrado na Figura II-53. Apesar da subestimação dos percentis superiores de altura significativa por parte da modelagem numérica de ondas, verifica-se que o modelo WW3 MD-4 é capaz de melhorar os resultados sobretudo nos percentis superiores (acima do percentil 90), o que indica que essa abordagem foi eficaz no aprimoramento da representação dos eventos severos de onda para o ponto da boia do PNBOIA Santos.

Além disso, considerando análises mais específicas feitas para os percentis superiores de Hs, a Figura II-54 apresenta o resultado do BIAS e do RMSE associado aos percentis superiores obtidos para o ponto da boia PNBOIA Santos. É possível notar que houve uma redução de BIAS em todos os percentis superiores analisados (80, 85, 90, 95 e 99) quando a modelagem de ondas foi feita utilizando como forçante os campos de vento corrigidos, sendo a maior redução associada ao percentil 99, que diminuiu de -0,75 m para -0,60 m. Em relação ao RMSE, também se observam reduções em todos os percentis, com a maior redução sendo verificada também no percentil 99 – aqui a redução foi de cerca de 0,1 m em relação ao resultado obtido sem aplicação de qualquer correção no campo de ventos utilizado como forçante na modelagem de ondas.

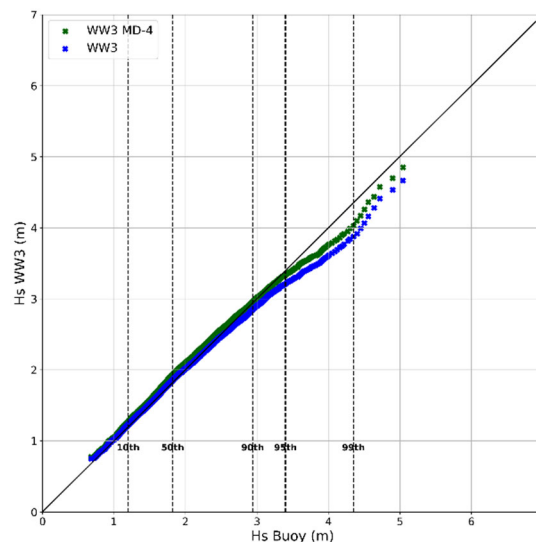


Figura II-53 – Gráfico quantil-quantil comparando os dados da boia do PNBOIA Santos (ponto representativo da Área Central da Baía) e os resultados da modelagem de ondas em azul (WW3) e corrigido (WW3 MD-4) em verde.

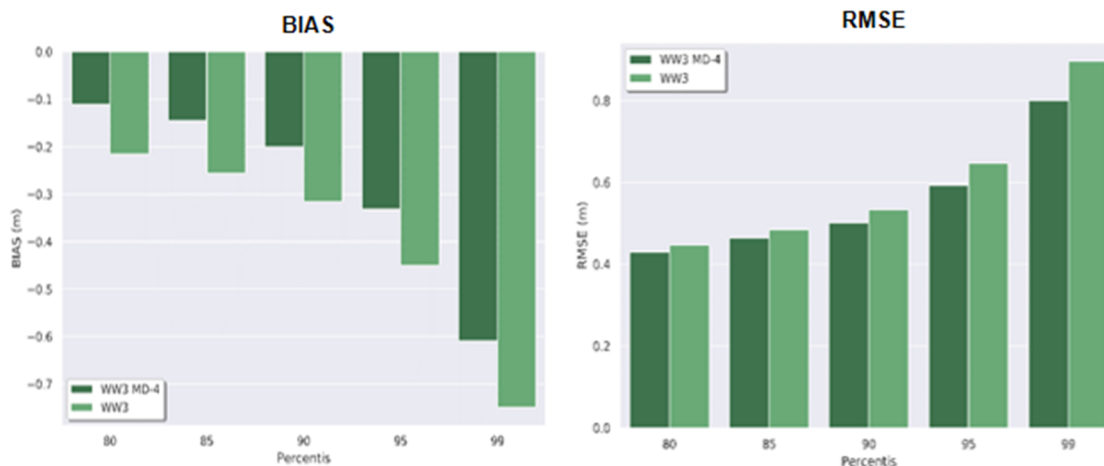


Figura II-54 - Métricas de erro dos percentis superiores (80, 85, 90, 95 e 99) para o ponto da boia PNBOIA Santos. BIAS à esquerda e RMSE à direita.

Vale destacar que o número de eventos associados aos percentis superiores no ponto da boia PNBOIA Santos foi de 4160 (percentil 80), 3122 (percentil 85), 2081 (percentil 90), 1041 (percentil 95) e 208 (percentil 99). Assim, confirma-se que a metodologia aplicada foi capaz de corrigir os eventos severos de estado do mar para a região da Bacia de Santos (contando tanto com a avaliação espacial como também com a avaliação pontual) de forma satisfatória.

- **Avaliação da metodologia em um evento severo específico**

Para avaliar a eficácia da metodologia de correção dos campos de vento, foi escolhido um dos eventos mais severos de onda registrado pela boia PNBOIA Santos (registrado em 27 de abril de 2016) para a análise da velocidade do vento corrigida com as quatro abordagens (MD-1, MD-2, MD-3 e MD-4) além, claro, da representação do estado do mar através da modelagem numérica (antes e depois da aplicação da correção aos campos de vento utilizados como forçante).

Para compreender as características do estado do mar ao longo deste evento, a PLEDS obtida para o ponto da boia PNBOIA Santos referente ao mês de abril de 2016 é apresentada na Figura II-55. Nota-se que, até o final do

dia 26 de abril, as condições de estado do mar apontam para a predominância da categoria BOM TEMPO COM SWELL, onde há ocorrência concomitante de ondas de alta frequência se propagando de nordeste alinhadas com o vento local enquanto swells são registrados com direção de propagação do quadrante sul. A partir do dia 27, entretanto, os ventos no ponto da boia PNBOIA Santos mudam de direção (passam a soprar de sudoeste) e se intensificam de modo que a energia das ondas que se propagam nesta direção também é aumentada. A partir deste dia passa a predominar, então, a condição de MAU TEMPO na região central da Bacia de Santos. Do dia 27 em diante nota-se o predomínio de ondas mais enegéticas concentradas tanto na faixa 4 (verde, associada diretamente à intensificação dos ventos locais) como na faixa 2 (laranja), que representa ondas mais longas, com valores de período entre 10,7 e 14,3 s.

Analisando as condições meteorológicas através dos campos de vento e pressão verifica-se a atuação do ASAS na área geográfica da Bacia de Santos desde o dia 24 até 26 de abril, quando os ventos mudam de direção devido à aproximação de um sistema frontal, associado ao ciclone ilustrado na Figura II-56, que atinge a região da Bacia. Desta forma, assim como fora identificado através da análise da PLEDS, a partir do dia 27 há a formação de uma pista com ventos intensos de sudoeste na Bacia de Santos, configurando uma situação de MAU TEMPO e contribuindo para o aumento do Hs no ponto analisado.

PNBOIA-SA - ABR/2016

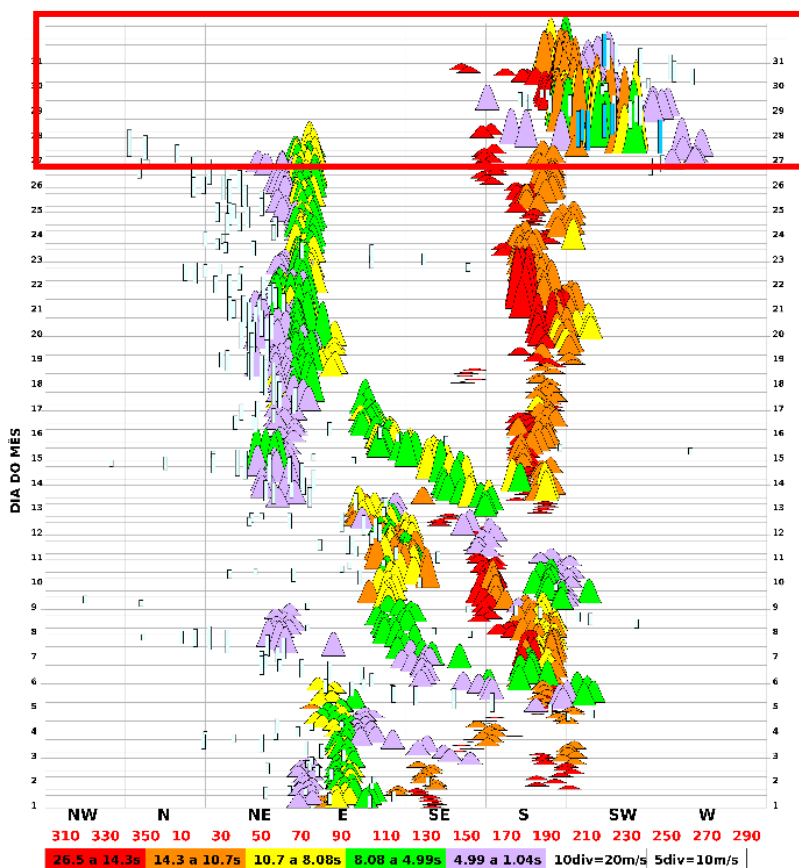


Figura II-55 - PLEDS de abril de 2016 exibindo os registros de ondas divididos em faixas de período para o ponto representativo da Área Central. Os ventos são representados pelas barras verticais. Em vermelho é destacado o período de interesse.

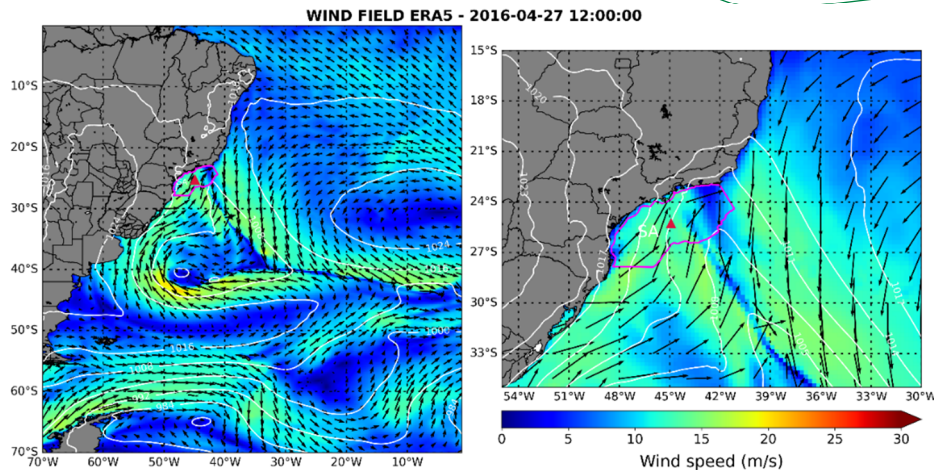


Figura II-56 - Campo de ventos a 10 metros (intensidade representada em cores e direção nas setas) com pressão atmosférica em 1000 hPa representada pelas linhas de contorno. Estas informações são provenientes da reanálise ERA5 para o dia 27 de abril de 2016 às 12 UTC. O painel da direita exibe com mais detalhes o comportamento do campo de ventos na região da Baía de Santos.

Uma vez compreendidas as principais características do estado do mar durante o período de interesse, a Figura II-57 apresenta a comparação entre as séries temporais coletadas pela própria boia e aquelas obtidas como resultado de modelagem numérica, tanto de intensidade dos ventos (painel superior) como altura significativa das ondas (painel inferior). Da análise desta figura, verificam-se os altos valores de velocidade do vento registrados pela boia sobretudo no dia 27 de abril (Figura II-57 – parte superior), que atingem cerca de 16 m/s. Apesar dos resultados do ERA5 (tanto o original quanto aqueles obtidos após a aplicação das metodologias de correção) se aproximarem bastante dos valores medidos pela boia, constata-se uma tendência em subestimar a velocidade registrada pela boia. Apesar disto, verifica-se que a subestimação da velocidade do vento é menor com a aplicação da(s) correção(ões) dos campos de vento, sobretudo quando aplicada a metodologia descrita pela abordagem MD-4.

Em relação à altura significativa das ondas, entretanto, as diferenças são maiores. Enquanto a boia PNBOIA Santos registrou 5,6 m de Hs (Figura II-57 – parte inferior) no dia 27 de abril, a modelagem de ondas que utilizou

como forçante o campo de ventos do ERA5 original (sem qualquer correção) apresentou o valor máximo de Hs para esse evento de 4,95 m – subestimação de 0,65 m. Como é possível verificar na Figura II-57, as simulações de ondas feitas utilizando como forçante os campos de vento corrigidos com todas as abordagens apresentaram valores de Hs mais próximos àquele registrado pela boia. Entretanto, destaca-se aqui o resultado obtido com a simulação feita utilizando os campos de vento corrigidos pela abordagem MD-4, que apresentou valores de Hs de 5,2 m para este evento, diminuindo então a subestimação por parte da modelagem de ondas para 0,40 m.

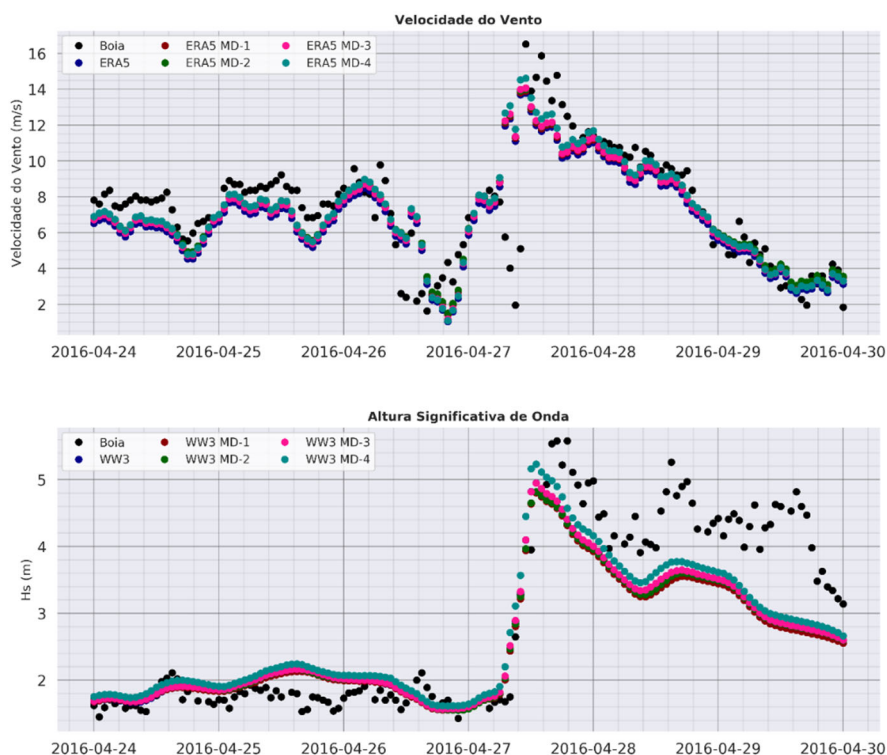


Figura II-57 – Séries temporais da velocidade do vento (painel superior) e altura significativa de onda (painel inferior) para o período de interesse. Os pontos em preto representam os registros da boia PNBOIA Santos; os pontos em azul representam os resultados originais da reanálise do ERA5 na parte superior e a simulação original do WW3 na parte inferior. Os pontos em vermelho, verde, rosa e ciano representam os resultados da reanálise do ERA5 corrigida (parte superior) e os resultados do modelo WW3 utilizando como forçante os ventos corrigidos (parte inferior) com as abordagens MD-1, MD-2, MD-3 e MD-4, respectivamente.

II.9 Conclusões

Neste capítulo foram descritas as principais características do clima de ondas na região da Bacia de Santos. Para tanto, o modelo espectral WAVEWATCH III foi utilizado como ferramenta para realizar uma reconstituição de 20 anos (janeiro de 2001 até dezembro de 2020) do estado do mar em águas profundas na região de interesse enquanto o modelo SWAN foi empregado para descrever como se dá a transformação e a propagação de ondas para águas intermediárias e rasas na região da Plataforma Continental da Bacia. Os resultados da modelagem em águas profundas foram validados espacialmente através da comparação com dados coletados por altímetros e pontualmente, através da comparação com dados coletados por boias do PNBOIA fundeadas na região de interesse. De forma complementar, os resultados da modelagem de ondas em águas intermediárias e rasas foram validados utilizando os dados coletados por dois ADCPs instalados na região de Caraguatatuba-SP e Jaconé-RJ a cerca de 20 m de profundidade.

Considerando a extensão geográfica da Bacia de Santos, para descrever o clima de ondas de forma adequada, a Bacia foi segmentada em Área Sul, Área Central e Área Norte de acordo com as características estatísticas da agitação marítima na região. Assim, em função dos principais sistemas meteorológicos que dominam a circulação atmosférica na região, o clima de ondas na Bacia de Santos foi descrito em termos de três categorias de estado do mar predominantes: BOM TEMPO, BOM TEMPO COM SWELL e MAU TEMPO. Neste sentido, todas as análises levaram em consideração as semelhanças e diferenças encontradas entre as três áreas na quais a Bacia fora segmentada.

Os eventos de estado do mar associados à categoria de BOM TEMPO têm sua origem relacionada à atuação do ASAS na região da Bacia de Santos, sendo, portanto, esta categoria marcada pela presença de ondas de alta frequência com direção de propagação menor ou igual à $112,5^\circ$ ou maior do que 300° (E-NE-N-NW). Em geral, o estado de mar associado à categoria de BOM TEMPO não é predominante na Bacia de Santos nas três áreas - representa menos de 10% das ocorrências em todos os meses do ano. A média de altura significativa das ondas nos eventos de BOM TEMPO varia

entre aproximadamente 2,3 m nas áreas Sul e Central a cerca de 2,5 m na Área Norte.

A categoria BOM TEMPO COM SWELL é uma subcategorização da categoria BOM TEMPO e contempla os eventos em que, além do mar local estar alinhado com a direção do vento associado ao ASAS (direção de propagação menor ou igual à $112,5^\circ$ ou maior do que 300°), tem-se também a ocorrência de ondas longas se propagando ao mesmo tempo (direção maior do que $112,5^\circ$ associada aos quadrantes SE-S-SW-W), com sua origem associada às regiões de tempestade distantes da Bacia de Santos. Nestes eventos, os valores médios de altura significativa das ondas são de cerca de 2,1 m nas áreas Sul e Central e 2,4 m na Área Norte. Em geral, os eventos de BOM TEMPO COM SWELL predominam na Bacia de Santos nos meses de verão nas três áreas. Na Área Sul o mês de janeiro apresenta cerca de 55% dos eventos sendo categorizados como BOM TEMPO COM SWELL. Por outro lado, o mês de setembro é marcado com eventos desta categoria que apresentam o maior valor médio de Hs nas três áreas.

Os eventos de MAU TEMPO, por sua vez, são caracterizados por registros de ondas de alta frequência associadas à passagem de frentes e ao deslocamento de anticiclones ou ciclones pela região da Bacia de Santos. Assim, os eventos desta categoria apresentam ondas de alta frequência se propagando com direção maior do que $112,5^\circ$ e menor do que 300° (SE-S-SW-W). O valor médio de altura significativa das ondas nos eventos da categoria MAU TEMPO é maior do que os valores médios das demais categorias: 2,22 m na Área Sul, 2,43 m na Área Central e 2,58 m na Área Norte. Nas três áreas da Bacia os valores máximos de Hs chegam a superar 4,5 m nos eventos de MAU TEMPO. Além disso, os meses de maio a setembro se destacam com eventos de MAU TEMPO mais energéticos nas três áreas. Neste sentido, vale mencionar que se verificou que, historicamente, o mês de maio apresenta 60% ou mais das ocorrências sendo caracterizadas como eventos de MAU TEMPO nas três áreas.

Quanto à representação dos eventos severos de estado do mar, foi possível constatar que a correção dos campos de vento utilizados como forçantes na

modelagem de ondas foi capaz de melhorar a representação dos eventos severos, tanto em termos de BIAS como de RMSE. Neste sentido, o método que se mostrou mais eficaz para corrigir os campos de vento fez uso da metodologia denominada *quantile mapping bias correction*, que garante o mesmo peso aos percentis superiores no processo de ajuste linear. Os melhores resultados foram obtidos com o uso desta metodologia aplicada em toda a região do Oceano Atlântico Sul de forma independente em áreas de 2° x 2°. Destaca-se que no ponto representativo da Área Central da Bacia de Santos (ponto da boia PNBOIA Santos, alvo principal nesta etapa do trabalho) foram observadas reduções de BIAS e RMSE em todos os percentis superiores analisados. De modo geral, nota-se que os maiores valores de altura significativa das ondas ocorrem em todas as áreas da Bacia de Santos em eventos de MAU TEMPO. O evento mais severo de estado do mar em todo o período da constituição ocorreu justamente em um mês de maio (mês de predominância de eventos desta categoria), com ondas de altura significativa superior a 6 m na região da Bacia de Santos, superando em mais de 1 m o valor do 99° percentil nas três áreas da Bacia.

II.10 Referências

- Alves, J.H.G. de M., Ribeiro, E.O., Santiago Grossmann Matheson, G., Antonio Moreira Lima, J. & Eduardo Parente Ribeiro, C. 2009, 'Reconstituição do clima de ondas no sul-sudeste Brasileiro entre 1997 e 2005', *Revista Brasileira de Geofísica*, vol. 27, no. 3, pp. 427–45.
- Appendini, C.M., Torres-Freyermuth, A., Salles, P., López-González, J. & Mendoza, E.T. 2014, 'Wave climate and trends for the Gulf of Mexico: A 30-yr wave hindcast', *Journal of Climate*, vol. 27, no. 4, pp. 1619–32.
- Ardhuin, F., Rogers, E., Babanin, A., Filipot, J.-F., Magne, R., Roland, A., Van Der Westhuysen, A., Queffelec, P., Lefevre, J.-M., Aouf, L. & Collard, F. 2010, *Semi-empirical dissipation source functions for ocean waves: Part I, definition, calibration and validation*, no. Barber 1949.
- Bidlot, J. & Janssen, P. 2007, 'Dissipation and Its Model Impact .', *Technical Report Memorandum 509*, no. January.
- Bosserelle, C., Pattiaratchi, C. & Haigh, I. 2012, 'Inter-annual variability and longer-term changes in the wave climate of Western Australia between 1970 and 2009', *Ocean Dynamics*, vol. 62, no. 1, pp. 63–76.
- Campos, R.M., Alves, J.H.G.M., Guedes Soares, C., Guimaraes, L.G. & Parente, C.E. 2018, 'Extreme wind-wave modeling and analysis in the south Atlantic ocean', *Ocean Modelling*, vol. 124.
- Cannon, A.J., Sobie, S.R. & Murdock, T.Q. 2015, 'Bias correction of GCM precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve changes in quantiles and extremes?', *Journal of Climate*, vol. 28, no. 17, pp. 6938–59.
- Cavaleri, L. & Malanotte-Rizzoli, P. 1981, 'Wind wave prediction in shallow water: Theory and applications.', *Journal of Geophysical Research*, vol. 86, pp. 10961–73.
- Cavaleri, L., National, I., Alves, J., Ardhuin, F. & Babanin, A. 2007, *Wave Modeling -- the State of the Art*, no. December.
- Chawla, A., Spindler, D.M. & Tolman, H.L. 2013, 'Validation of a thirty year wave hindcast using the Climate Forecast System Reanalysis winds', *Ocean Modelling*, vol. 70, pp. 189–206.
- Cuchiara, D.C., Fernandes, E.H., Strauch, J.C., Winterwerp, J.C. & Calliari, L.J. 2009, 'Determination of the wave climate for the southern Brazilian shelf', *Continental Shelf Research*, vol. 29, no. 3, pp. 545–55.
- Graber, H.C., Ebuchi, N. & Vakkayil, R. 1996, 'Evaluation of ERS-1 scatterometer winds with ocean buoy observations', *Oceans Conference Record (IEEE)*, vol. 3, no. 1, pp. 1157–65.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M.,

- Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R.J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S. & Thépaut, J. 2020a, 'The ERA5 global reanalysis', *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, p. qj.3803.
- Hosking, J.R.M. & Wallis, J. 2005, *Regional frequency analysis: an approach based on L-moments*, Cambridge university press.
- Janssen, P.A.E.M. 1991, 'Quasi-linear Theory of Wind-Wave Generation Applied to Wave Forecasting', *Journal of Physical Oceanography*, vol. 21, no. 11, pp. 1631–42.
- Kaiser, J., Nogueira, I.C.M., Campos, R.M., Parente, C.E., Martins, R.P. & Belo, W.C. 2022, *Evaluation of wave model performance in the South Atlantic Ocean : a study about physical parameterization and wind forcing calibration*, pp. 137–50.
- Komen, G. J.; Hasselmann, S.; Hasselmann, K. 1984, 'On the existence of a fully developed wind-sea spectrum', *Journal of Physical Oceanography*, vol. 14.
- Padilla-Hernández, R.; Perrie, W.; Toulany, B.; Smith, P.C. 2007, 'No Modeling of Two Northwest Atlantic Storms with Third-Generation Wave Models', *Weather and Forecasting*, vol. 22, no. 6, pp. 1229–42.
- Parente, C.E. 1999, 'Uma nova técnica espectral para análise direcional de ondas.'
- Parente, C.E. 2012, 'A New Technique to Visualize Metocean Parameters', *International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering*, vol. Volume 5:, pp. 403–8.
- Pianca, C., Mazzini, P.L.F. & Siegle, E. 2010, 'Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis', *Brazilian Journal of Oceanography*, vol. 58, no. 1, pp. 53–70.
- Piani, C., Haerter, J.O. & Coppola, E. 2010, 'Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe', *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 99, no. 1–2, pp. 187–92.
- Reboita, M.S., Gan, M.A., Rocha, R.P. da & Ambrizzi, T. 2010, 'Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica', *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 25, no. 2, pp. 185–204.
- Reboita, M.S., Nieto, R., Gimeno, L., da Rocha, R.P., Ambrizzi, T., Garreaud, R. & Krüger, L.F. 2010, 'Climatological features of cutoff low systems in the Southern Hemisphere', *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, no. D17, p. D17104.
- Ribal, A. & Young, I.R. 2019, '33 Years of Globally Calibrated Wave Height and Wind Speed Data Based on Altimeter Observations', *Scientific data*, vol. 6, no. 1, p. 77.
- Ribal, A. & Young, I.R. 2020, 'Calibration and cross validation of global ocean wind speed based on scatterometer observations', *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 37, no. 2, pp. 279–97.

- Rogers, W.E., Babanin, A. V. & Wang, D.W. 2012, 'Observation-Consistent Input and Whitecapping Dissipation in a Model for Wind-Generated Surface Waves: Description and Simple Calculations', *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 29, no. 9, pp. 1329–46.
- Saha, S., Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y.-T., Chuang, H., Iredell, M., Ek, M., Meng, J., Yang, R., Mendez, M.P., van den Dool, H., Zhang, Q., Wang, W., Chen, M. & Becker, E. 2014, 'The NCEP Climate Forecast System Version 2', *Journal of Climate*, vol. 27, no. 6, pp. 2185–208.
- Stopa, J.E. 2018, 'Wind forcing calibration and wave hindcast comparison using multiple reanalysis and merged satellite wind datasets', *Ocean Modelling*, vol. 127, no. December 2017, pp. 55–69.
- Stopa, J.E., Ardhuin, F., Babanin, A. & Zieger, S. 2016, 'Comparison and validation of physical wave parameterizations in spectral wave models', *Ocean Modelling*, vol. 103, pp. 2–17.
- Swail, V.R. & Cox, A.T. 2000, 'On the use of NCEP-NCAR reanalysis surface marine wind fields for a long-term North Atlantic wave hindcast', *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 17, no. 4, pp. 532–45.
- The WAVEWATCH III (R) Development Group (WW3DG) 2016, 'User manual and system documentation of WAVEWATCH III (R) version 5.16.', *Tech. Note 329, NOAA/NWS/NCEP/MMAB*, no. 329, p. 326 pp. + Appendices.
- Tolman, H.; Chalikov, D. 1996, 'SourceTerms3GWindWaveModel.pdf', *Journal of Physical Oceanography*, vol. 26.
- Tolman, H.. 2014, 'Technical Note : User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 4.18', *U.S Department Of Commerce*.
- Zieger, S., Babanin, A. V, Rogers, W.E. & Young, I.R. 2015, 'Ocean Surface Waves Observation-based source terms in the third-generation wave model WAVEWATCH', *Ocean Modelling*, vol. 96, no. Vic, pp. 2–25.

Deriva Litorânea nas praias de Caraguatatuba (SP) e Jaconé (RJ)

Capítulo III

Revisão 02

Dezembro/2022

III. DERIVA LITORÂNEA

III.1 Introdução

O intenso dinamismo característico dos ambientes praias, principalmente na região denominada de *nearshore*, que compreende a zona de arrebatção e zona de surf (Muehe 2019), dificulta a modelagem e previsão das correntes geradas nesta região. Como resultado do ângulo de incidência das ondas, variações nas componentes paralelo e transversal a linha de costa da tensão de radiação, definida como o excesso do fluxo do momentum associado à quebra das ondas (M. S. Longuet-Higgins 1970a, 1970b), geram correntes importantes e modificações na variação do nível médio do mar, responsáveis pela dinâmica destes ambientes. Sob o ponto de vista morfodinâmico, a corrente que se forma paralelamente à linha de costa apresenta maior interesse nos estudos em vista de uma maior competência em transportar sedimentos (e outras substâncias) e modificar a morfologia do ambiente, seja na porção imersa (Thiébot et al. 2012) ou emersa da praia (Albino & Suguio 2010). Esta componente paralela à linha de costa, em que apresenta um fluxo intenso de água em uma faixa relativamente estreita, localizada entre a zona de arrebatção e a linha de costa, é denominada de corrente ou deriva litorânea (Reniers, 1999).

As correntes litorâneas são induzidas por ondas que se aproximam obliquamente à praia gerando gradientes de fluxo de quantidade de movimento na zona de surfe. Como mostrado no esquema da Figura III-1, a corrente litorânea é gerada basicamente pelo balanço entre forças de atrito - F_y (condições físicas da praia como sedimento e declividade) e o gradiente (normal à praia) da componente tangencial da tensão de radiação - S_{xy} (obtido a partir das condições de ondas na arrebatção). Efeitos turbulentos adicionais (Komar 1976; Komar & Gaughan 1972) podem alterar a intensidade dessa corrente e a posição do pico ou valor máximo dentro da zona de surfe. Sua magnitude é proporcional à energia das ondas incidentes (altura da onda na arrebatção) e à obliquidade das ondas com a linha de costa (ângulo entre

o raio de onda e a normal à praia). A direção das correntes pode inverter de sentido em escala temporal curta (dias) ou longa (meses ou sazonalmente). Uma vez que estas correntes longitudinais são responsáveis pelo chamado transporte litorâneo, a morfologia litorânea resultante desse transporte atinge o equilíbrio dinâmico com o clima de ondas em longo prazo (sazonal ou anual), determinando trechos de litoral submetidos a períodos deposicionais ou erosivos.

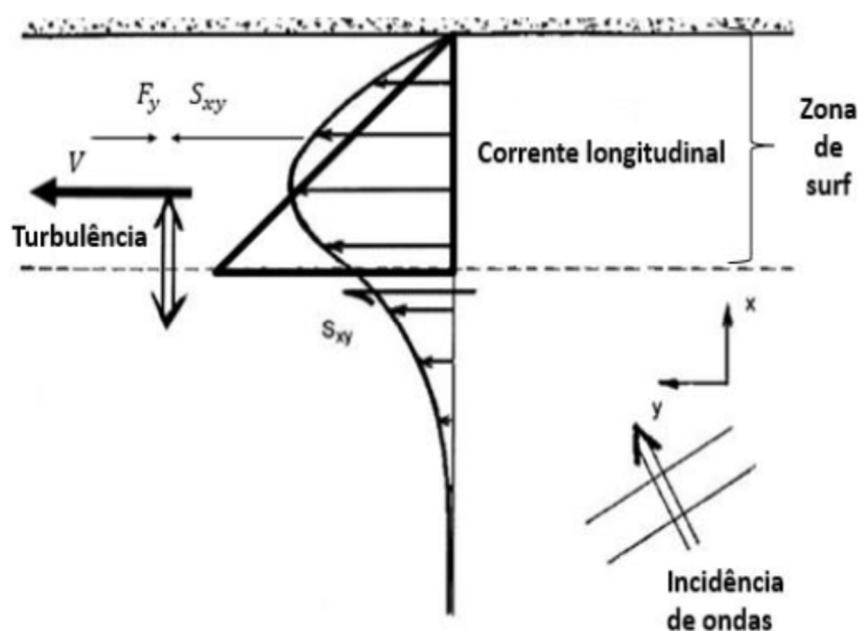


Figura III-1 – Diagrama conceitual da geração das correntes litorâneas por ondas. O diagrama triangular de distribuição de correntes considera a velocidade máxima na região de quebra da onda (linha tracejada). O diagrama curvilíneo considera o efeito de turbulência na distribuição de correntes dentro da região de surfe.

Estudos voltados para determinar medidas da velocidade e distribuição da corrente litorânea em campo (Allender & Ditmars 1981; Hubertz 1986; Jung 2011; Siswanto 2015) e em experimentos de laboratório (A D Reniers 1999; Ren, Zou & Qiu 2012; Zhen-wei & Zhi-li 2012) são realizados a algumas décadas. Em vista das dificuldades da realização de medidas no campo, principalmente em condições extremas, o uso de modelos numéricos (A D Reniers 1999; Chen et al. 2003; Choi & Yoon 2011; Haas & Warner 2009;

Kumar, Voulgaris & Warner 2011; Rusu, Conley & Ferreira-coelho 2008; Wang & Zou 2015; Zhang, Zijlema & Stive 2018) e empíricos ou paramétricos (Allen 1974; M. S. Longuet-Higgins 1970b; Sherman 1988) se tornaram importantes para caracterizar e estimar a velocidade da corrente litorânea, informação muito importante no contexto geomorfológico, ou mesmo sob ponto de vista da engenharia e o meio ambiente, para previsão e diagnóstico das consequências das variações temporais e espaciais dos processos físicos que atuam na morfodinâmica das praias.

Assim, neste capítulo é realizada uma caracterização das correntes de deriva como complemento da descrição do clima de ondas na Bacia de Santos, como parte integrante do Projeto de Caracterização Regional da Bacia de Santos – PCR-BS. Esta caracterização foi realizada em dois sistemas costeiros da Bacia de Santos, como as praias de Caraguatatuba (SP) e Jaconé (RJ). São apresentados os resultados de um modelo numérico e paramétrico para o cálculo das correntes litorâneas. Devido à grande extensão da área costeira adjacente à região de estudo, cálculos simplificados das correntes induzidas por ondas serão utilizados para prever condições típicas. Essas condições foram determinadas em função das características dos climas de ondas e eventos representativos das categorias de estado de mar que ocorrem na região (item II.6).

III.2 Metodologia

III.2.1 Breve caracterização morfológica do litoral e dados disponíveis

A região costeira da área do projeto contempla dois sistemas praias diferentes, A praia de Jaconé (localizada no estado do Rio de Janeiro) e a praia de Caraguatatuba (localizada no estado de São Paulo). A caracterização dos locais foi realizada utilizando dados históricos e dados primários, cedidos pela equipe de Sistemas Submarinos e Oceanografia/PETROBRAS S.A., levantados a partir do Subprograma de Monitoramento da Morfodinâmica, como parte das condicionantes do processo de Licenciamento Ambiental pertinente ao Trecho Marítimo no Projeto Básico Ambiental – PBA dos

Gasodutos.

Estes levantamentos contaram com a aquisição de dados oceanográficos em águas rasas, levantamentos topobatimétricos ao longo de 1 (um) ano com frequência bimestral e coleta de sedimentos superficiais. Na praia de Jaconé¹ a disponibilidade dos dados foi de janeiro/2018 até fevereiro/2019. Na praia de Caraguatatuba² os dados referem-se ao período abril/2010 até junho/2011.

Os dados foram utilizados para a configuração dos modelos (batimetria), assim como para a validação da propagação das ondas em águas rasas, como apresentado no item II.2.4.

a) Descrição do sistema praial de Jaconé-Saquarema(RJ)

Este sistema (Figura III-2) encontra-se a leste da cidade Rio de Janeiro (22°56'36''S, 42°40'5''O) em ambiente de micromaré (1,4 m de altura de maré máxima).

A planície costeira apresenta aproximadamente 60 km de extensão e predominantemente areias quartzosas muito grossas (1,0 mm) e grossas (0,5 mm) e moderadamente bem selecionadas (Pinto 2018). O setor oeste do arco praial se caracteriza pela presença de afloramentos rochosos (*beach rocks*) na zona de intermaré. A Tabela III-1 apresenta o resumo de todas as características médias dos 3 perfis selecionados ao longo da praia e onde depois serão mostradas as estatísticas das correntes de deriva. As informações sobre os pontos relativos aos trechos central e leste foram obtidas na literatura (Muehe 1979b; Pinto 2018). As informações relativas ao trecho oeste foram tomadas a partir do levantamento topobatimétrico realizado pela PETROBRAS. A declividade nos três trechos é semelhante, sendo um pouco maior no trecho a leste. Na faixa superior da praia, entre a arrebentação e cota -4m os diâmetros se mantem aproximadamente constante, próximo a 2ϕ , referente a areia média.

¹ Detalhes dos procedimentos metodológicos de cada etapa estão reportados em (PETROBRAS 2020b)

² Detalhes dos procedimentos metodológicos de cada etapa estão reportados em (PETROBRAS 2020a)

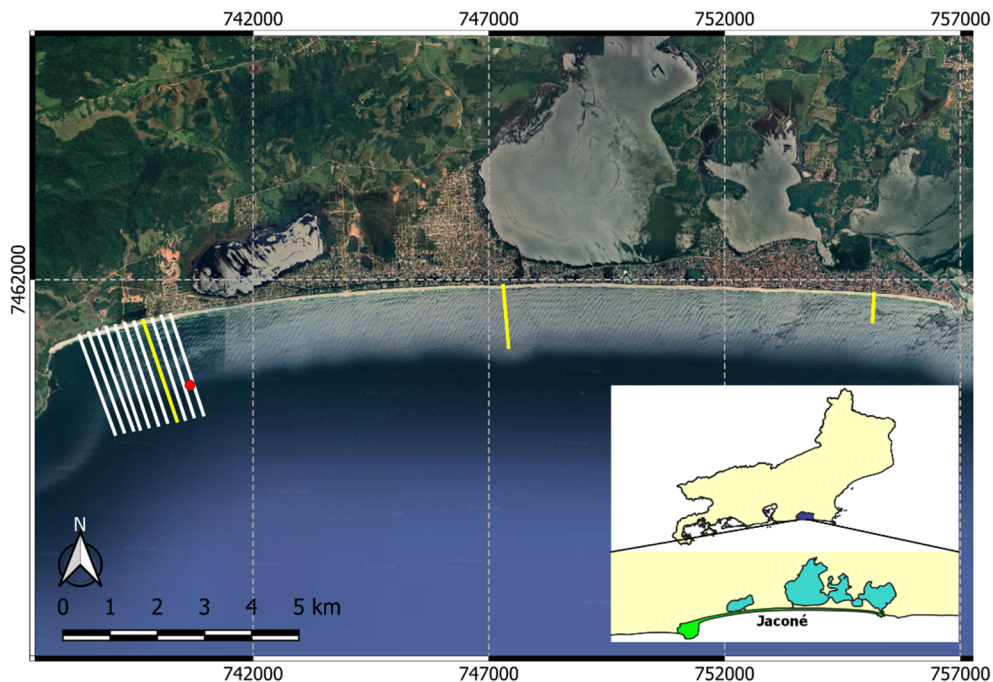


Figura III-2 – Praia de Jaconé (RJ) e localização dos alinhamentos onde foram realizados os levantamentos topobatimétricos pela PETROBRAS (linhas em branco). Os perfis amarelos representam os locais onde foram realizadas as análises nos trechos oeste, central e leste da praia. O ponto vermelho indica a localização do fundeio do ADCP (a uma profundidade de 23 metros).

Tabela III-1 – Resumo dos parâmetros médios dos perfis analisados na Praia de Jaconé (RJ): (1) o comprimento – em metros - refere-se a extensão da pós-praia (parte emersa até a linha de nível médio – cota zero); (2) a declividade (em %) refere-se a média entre a face de praia e início da zona de surfe; o diâmetro é o valor médio das amostras coletadas no perfil, (3) entre arrebentação e cota batimétrica de 2m e (4) entre cota batimétrica de 4 e 10m, (5) evolução dos perfis durante o ano de monitoramento e perfil médio. Os dados de declividade da praia e granulometria para cada perfil foram considerados os valores médios no intervalo de cota batimétrica de 2m e 6m.

Trecho	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
Oeste (P8 - Petrobrás)	52	6.8	1.15	2.28	
Meio (Dieter, 1979)	70	6.8	1.98	2.21	
Leste (Pinto, 2018)	52	8.0	1.50	1.80	

No que se refere ao clima de ondas, o sistema praiial de Jaconé possui uma orientação Leste - Oeste livre de qualquer obstáculo natural, apresentado condições expostas aos diferentes sistemas atmosféricos, sejam de S/SW, associado a situações de entrada de sistemas frontais ou tempestades

tropicais, ou S-SE associados a condições de tempo bom, influenciados pelo sistema da Alta do Atlântico Sul. A altura significativa das ondas medidas durante o ano 2018 (Figura III-3) demonstrou a variação de condições as quais a praia de Jaconé está sujeita. Durante os meses relativos ao inverno, observa-se uma maior frequência de entrada de ondas com maiores alturas, podendo atingir cerca de 3,5 metros em situações extremas associados à entrada dos sistemas frontais. Nos meses relativos ao verão, ocorre uma maior frequência de entrada de ondas com altura significativa média de 1 metro. A distribuição de frequência conjunta entre a altura significativa e a direção das ondas (Figura III-4), mostrou que as ondas mais frequentes possuem altura significativa até 1,5 m com direção S-SE, com período principal de 11 s. Ainda assim a praia de Jaconé é influenciada por ondas que podem chegar a mais de 4 metros de altura, e com direções que variam de E a SW (120 a 200°).

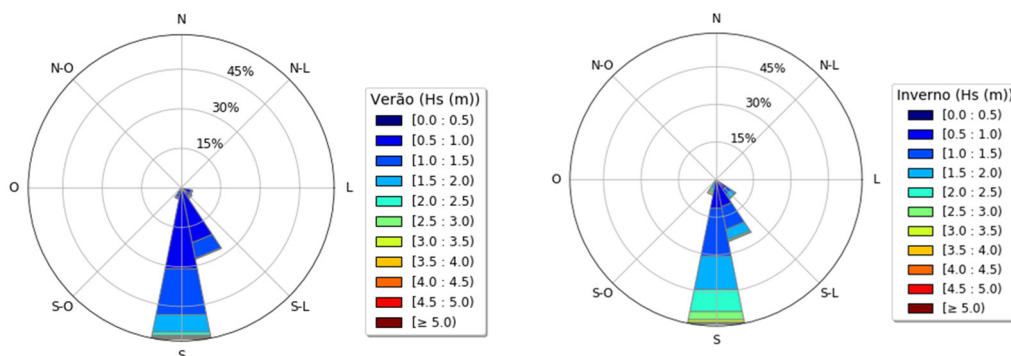


Figura III-3 – Gráfico de frequência de ocorrência direcional da altura significativa na Praia de Jaconé durante o ano de 2018.

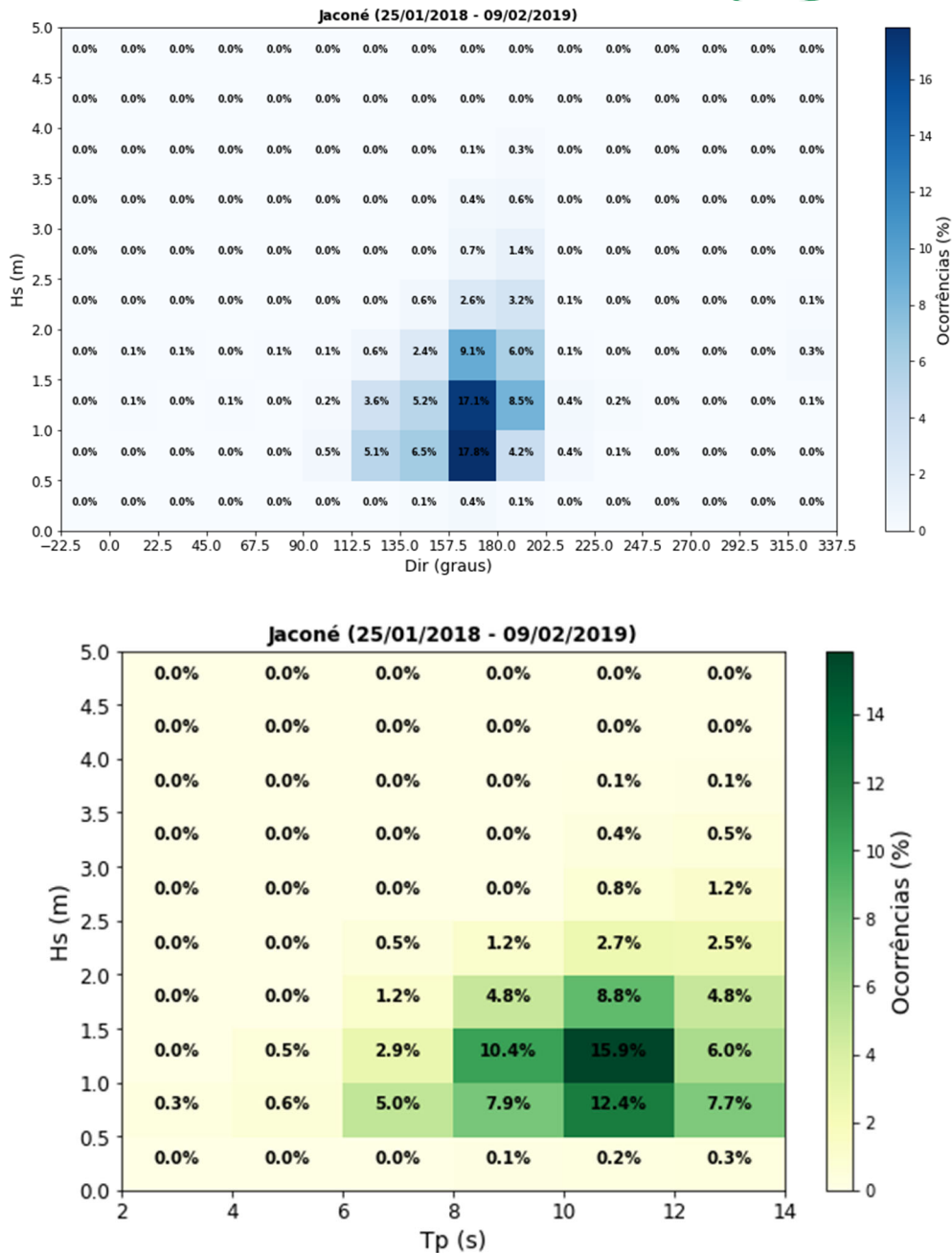


Figura III-4 – Estatística conjunta dos dados (Hs x Direção – em azul; Hs X Tp – em verde) de ondas obtidas durante o ano de 2018.

b) Descrição da Praia de Caraguatatuba (SP)

A enseada ou baía de Caraguatatuba (23° 40’S, 45°25’O) se localiza na costa norte do litoral paulista (Figura III-5) e conforma uma praia em arco de aproximadamente 10 km de extensão que apresenta orientação predominante de N-S, é circundada por ilhas, como a de São Sebastião, limitada a S e SE

pelas escarpas da serra e planalto de São Sebastião ou Juqueriquerê e a O, N e NE é delimitada pelas escarpas da serra de Caraguatatuba e morros baixos isolados (Cruz, Suguio & Eichler 1985; Souza 1990).

Atualmente a praia da baía de Caraguatatuba apresenta morfodinâmica mista, com características dissipativas de baixa energia em suas extremidades e estado intermediário ao longo da praia (Souza, 2001; Tessler et al., 2006). A proteção parcial das ondas e a sua proximidade ao canal de São Sebastião fazem com que esta praia apresente sedimentos mais finos que a praia de Jaconé e não há presença de estruturas rígidas como rochas ou recifes. As areias mais grossas e moderadamente selecionadas estão no trecho centro-norte da praia, que é também o de maior energia das ondas, e onde a menor largura da praia é encontrada, região está sujeita a fortes processos erosivos (Souza, 1997). Alguns espigões foram construídos para tentar conter a erosão na área. As areias mais finas e melhor selecionadas estão no extremo sul da praia. Na porção central, onde foram selecionados os perfis para a caracterização da deriva, existe uma dominância de silte e areia fina. Como mostrado na Tabela III-2, observa-se que os perfis apresentam baixa declividade, porém apresentando maiores declividades nos perfis mais a norte e um menor gradiente nos perfis mais a sul. Também, a baixa variabilidade temporal é um indicativo de característica praial intermediária e dissipativa. De forma geral, os perfis podem ser divididos em 3 setores segundo a declividade: no primeiro 1 km, apresentando perfil de praia levemente parabólico e declividade média de 1/200; entre 1 e 4 km offshore, com declividade média 1/500 e a parte final com declividade de 1/4000.

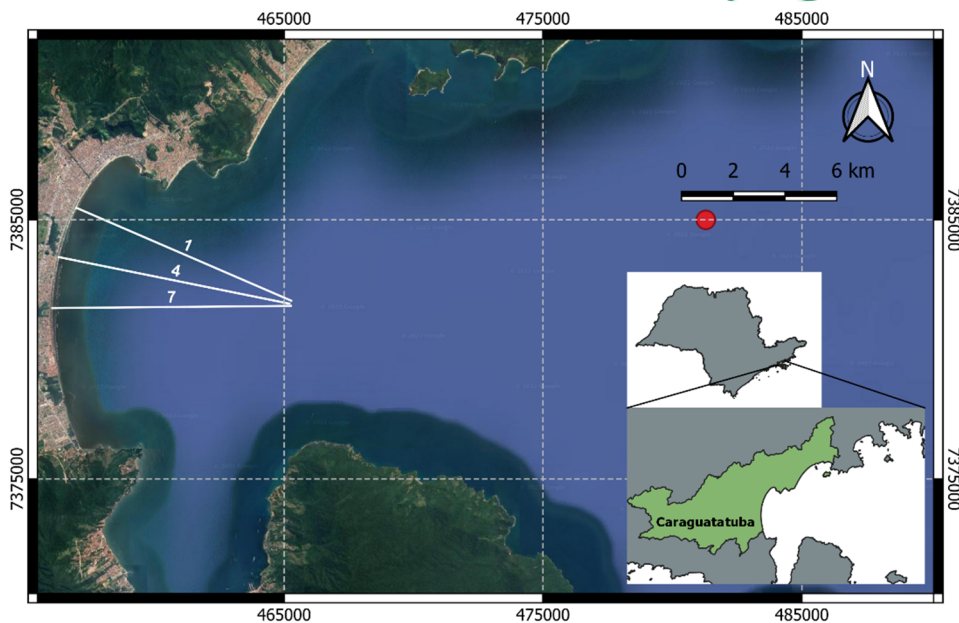
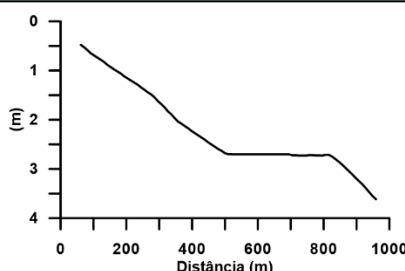
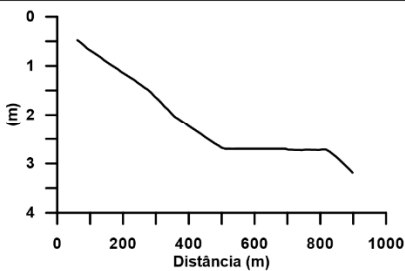
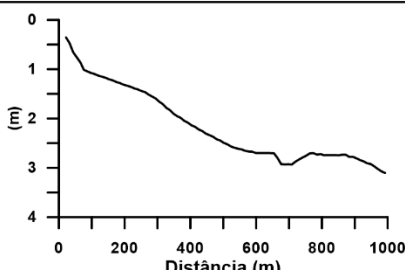


Figura III-5 – Praia de Caraguatatuba (SP) e localização dos perfis utilizados P1, P4 e P7 nos estudos da corrente litorânea. O ponto vermelho indica a localização do fundeio do ADCP (a uma profundidade de 20 metros).

Tabela III-2 – Resumo dos parâmetros médios dos perfis analisados na Praia de Caraguatatuba (SP): (1) o comprimento – em metros - refere-se a extensão da pós-praia (parte emersa até a linha de nível médio – cota zero); (2) a declividade (em %) refere-se a média entre a face de praia e início da zona de surfe; o diâmetro é o valor médio das amostras coletadas no perfil, (3) entre arrebentação e cota batimétrica de 2m e (4) entre cota batimétrica de 4 e 10m, (5) evolução dos perfis durante o ano de monitoramento e perfil médio. Os dados de declividade da praia e granulometria para cada perfil foram considerados os valores médios no intervalo de cota batimétrica de 2m e 6m.

Trecho	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
Sul (P7 - Petrobrás)	40	0.38	3.74	3.86	
Central (P4 - Petrobrás)	30	0.36	3.22	3.36	
Norte (P4 - Petrobrás)	31	0.38	3.26	3.48	

A enseada está exposta às ondas provenientes do Leste e protegida das ondas de Sul pela ilha de São Sebastião. Assim, no que se refere ao clima de ondas, ao longo do período de um ano (abril/2010 – junho/2011) que corresponde à amostragem, observou-se o predomínio da incidência de ondas

vindas do quadrante sudeste. Somado ao predomínio das ondulações de SE, foram observados uma atuação das ondas provenientes de E.

Durante o verão austral o anticiclone da Alta do atlântico sul se fortalece aumentando sua influência sobre uma maior área do oceano, dificultando a entrada de sistemas frontais oriundos do sul, e aumentando a incidência de ventos do quadrante NE/E. Ainda que localizada mais ao sul, o local onde foram realizadas as medidas apresentou um aumento da frequência relativa das ondas nesta direção durante o verão (Figura III-6). No entanto, durante o inverno observou-se a ocorrência da maior frequência de alturas significativas mais elevadas, ondas oriundas de ESE (Figura III-6). Este resultado pode estar associado a passagem e influência de sistemas de baixa pressão, como ciclones extratropicais.

A altura significativa das ondas que chegam até a fronteira do domínio de Caraguatatuba, predominantemente, foi entre 1 e 1,5 m, apresentando ocorrência de eventos de maior energia, com ondas chegando a 2,5 m ou mais, neste caso, principalmente oriundas de SE, estando provavelmente associadas a passagem de sistemas frontais. A ondulação proveniente de SE mostrou maior faixa de variação do período de pico (Figura III-7), apresentando os maiores valores, assim como as ondas de maior altura significativa, provavelmente associadas aos eventos meteorológicos de maior energia. À medida que a direção da ondulação varia em direção a E, o período de pico se torna cada vez menor.

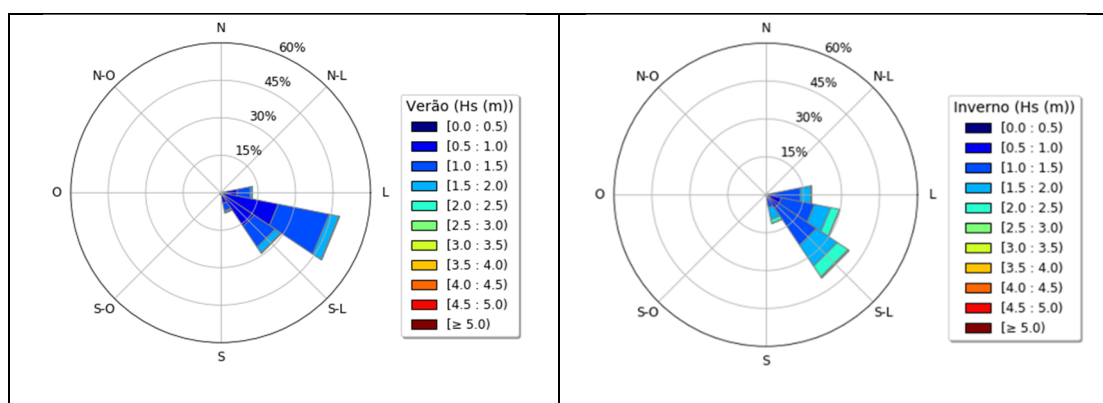


Figura III-6 – Gráfico de frequência de ocorrência direcional da altura significativa na Praia de Caraguatatuba durante o ano de 2010-2011.

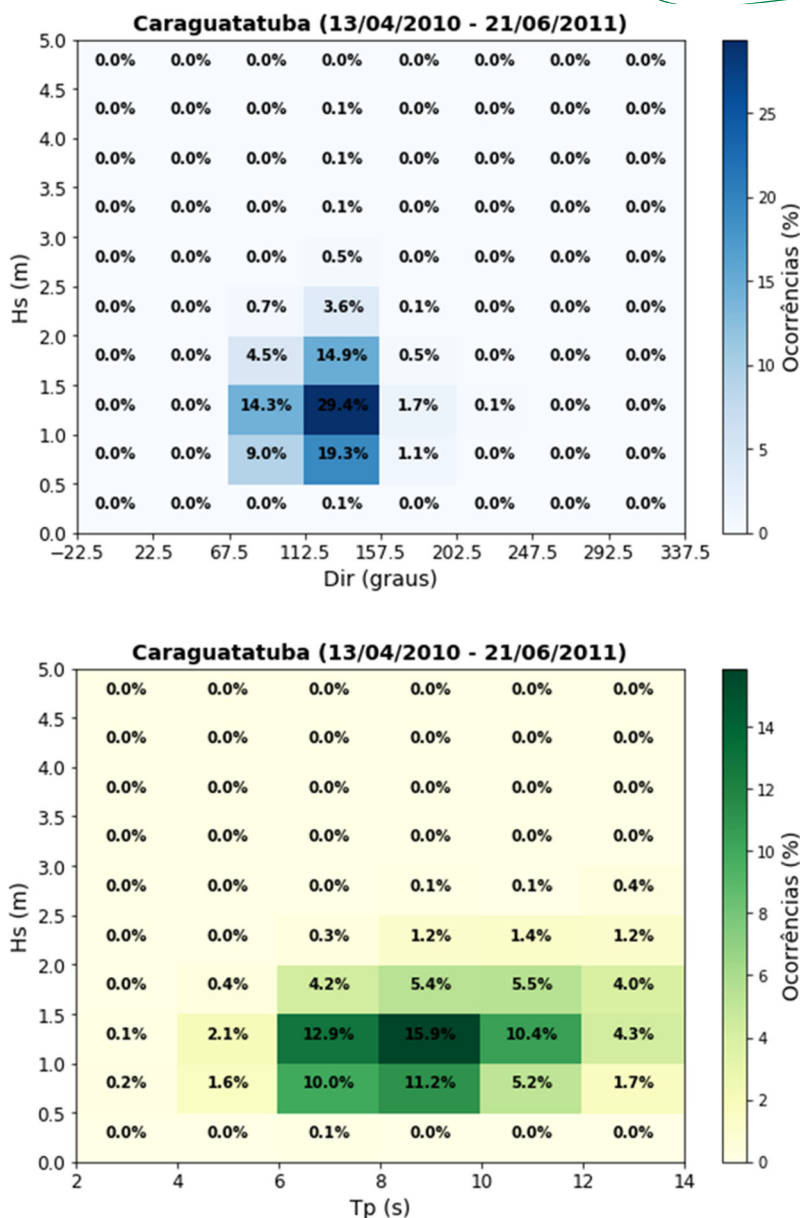


Figura III-7 – Estatística conjunta dos dados (Hs x Direção – em azul; Hs X Tp – em verde) de ondas obtidas durante o ano de 2010-2011.

III.2.2 Métodos para a caracterização das correntes de deriva ou litorâneas

A estimativa da deriva litorânea foi realizada nas regiões costeiras mencionadas anteriormente, mais especificamente, nas praias de Jacaré (RJ) e Caraguatatuba (SP). Visando estimar a intensidade e direção das correntes de deriva litorânea foram aplicadas duas metodologias: modelo paramétrico e modelagem numérica. A combinação destas duas metodologias permitiu:

- Verificação das duas metodologias, através da intercomparação dos resultados;
- Caracterização da ordem de grandeza e direções principais de correntes de deriva devido à incidência das ondas;
- Identificar semelhanças e diferenças entre as regiões, devido aos parâmetros físicos das praias na estimativa das correntes.

a) Determinação da corrente litorânea pelo Modelo Paramétrico

Foi utilizado um modelo analítico-paramétrico com base nos trabalhos de (Longuet-Higgins, 1970b, 1970a), que como mostrado na Figura III-1 considera o balanço entre forças de atrito - F_y e o gradiente (normal à praia) da componente tangencial da tensão de radiação - S_{xy} . Este modelo permite calcular a magnitude máxima da corrente na zona de arrebentação e considera um perfil de velocidades perpendicular que decai linearmente até zero na linha de costa (diagrama triangular na Figura III-1 e Figura III-8). A magnitude (V) da corrente longitudinal resultante dentro da zona de surf pode ser calculada conforme apresentado na Equação III.1:

$$V(x) = \frac{5\pi \tan(\beta)}{16} \frac{gH_b}{c_f} \frac{d(x)}{d_b} \frac{\sin(\theta_b)}{\sqrt{g d_b}} \cos(\theta_b) \quad \text{Equação III.1}$$

Onde: β é a declividade da praia; c_f o coeficiente de atrito do fundo; $d(x)$ e d_b as profundidades ao longo do perfil (x) e na quebra, respectivamente; g a gravidade, H_b e θ_b são a altura e ângulo de ataque da onda na zona de arrebentação, respectivamente. O coeficiente de atrito é definido pela

Equação III.2 (van Rijn 1993):

$$c_f = 0.24 \left(\log \left(12 \frac{d_b}{3 D_{90}} \right) \right)^{-2} \quad \text{Equação III.2}$$

Onde, D_{90} é o diâmetro na curva granulométrica que é excedido por 10% do peso da amostra total de sedimentos.

O modelo prevê a velocidade máxima da corrente (V_{max}) na linha de quebra da onda, onde $d(x=x_b)=d_b$. Como indicado por (Longuet-Higgins, 1970a), o perfil de correntes pode ser modificado considerando o efeito de mistura devido à turbulência (curvas mostradas na Figura III-8). Essa modificação é realizada através do emprego de um coeficiente de mistura (P), conforme Equação III.3:

$$P = \frac{\pi \tan(\beta) N}{\gamma c_f} \quad \text{Equação III.3}$$

Onde, N é o coeficiente de difusão turbulenta (valores máximos de $0,02 \text{ m}^2/\text{s}$) e γ o parâmetro ou índice de quebra da onda (0.8), (Bosboom & Stive 2021). Na Figura III-8 são mostrados diferentes perfis de correntes litorâneas, segundo os valores do parâmetro de mistura P . Pode ser observado que o efeito da turbulência ou mistura é deslocar a máxima corrente mais próximo da linha de costa e diminuir a magnitude do pico de velocidades.

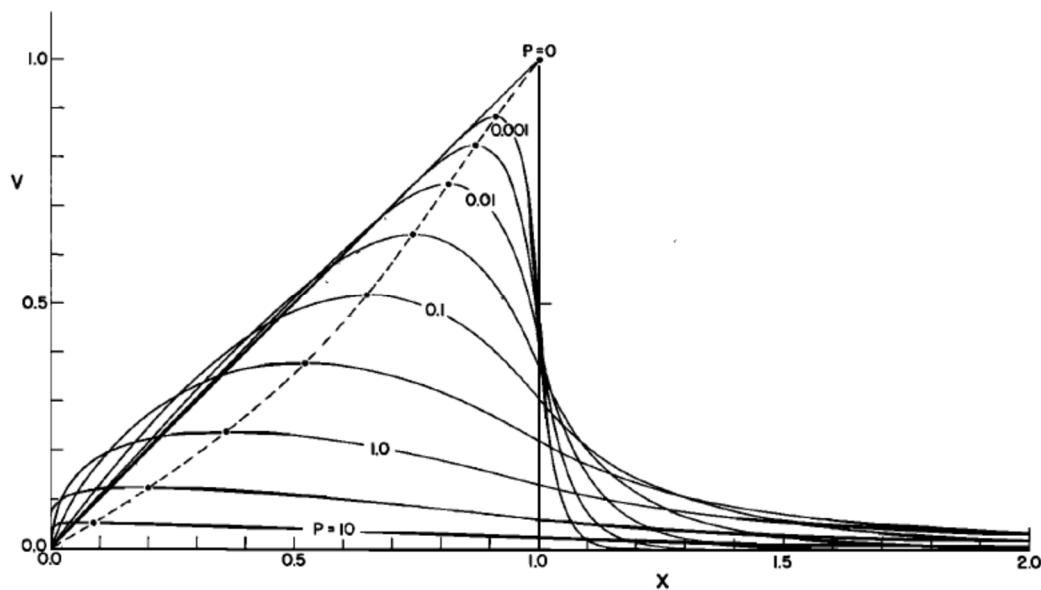


Figura III-8 – Diagrama adimensional do perfil de correntes litorâneas, segundo diferentes valores do parâmetro de mistura P (modificado de M.S. Longuet-Higgins 1970). Eixos adimensionais: $V=V(x)/V_{max}$ e $X=x/x_b$

Todas as informações sobre as características da praia, como declividade, granulometria e azimute foram extraídas dos dados dos perfis de praia selecionados para cada praia (Tabela III-1 e Tabela III-2).

O modelo utiliza como dados de entrada as condições de ondas próximo ao ponto de arrebentação. As condições de onda são definidas pela altura significativa (H_s) e a direção da onda incidente (θ). Os dados de ondas foram obtidos da modelagem numérica de ondas em aproximadamente 4 m e foram levados até a zona de arrebentação, utilizando a teoria linear de ondas (CERC 1984) para modificar a altura (empinamento) e direção (refração) das ondas até a zona de quebra, considerando contornos batimétricos paralelos à linha de costa. Para determinar o índice e profundidade de quebra foram utilizadas as formulações de Komar & Gaughan (1972) e Weggel (1972), respectivamente.

(b) Determinação da Corrente Litorânea através de Modelo Numérico

O modelo numérico utilizado foi o Delft3D, desenvolvido por pesquisadores da empresa Deltares, sediada em Delft, Holanda, hoje disponível gratuitamente. O Delft3D é um sistema constituído por diversos modelos numéricos que, de forma integrada, permitem a simulação de processos costeiros como o fluxo hidrodinâmico, a geração e propagação de ondas, o transporte de sedimentos e a evolução morfológica (Deltares 2004). Para este estudo serão utilizados os modelos de circulação hidrodinâmica (Delft3D-FLOW) e propagação de ondas (Delft3D-Wave), na versão 4.01.00. O Delft3D-FLOW resolve as equações de Navier-Stokes para fluidos incompressíveis, assumindo as aproximações de águas rasas e de Boussinesq (Lesser et al. 2004). A partir da resolução do conjunto de equações, o modelo possibilita a simulação da circulação hidrodinâmica, 2DH (integrado na vertical) ou 3D, resultante da ação de forçantes como maré, vento, gradientes de pressão barotrópicos e baroclínicos e ondas. Para incluir os efeitos da propagação de ondas sobre a circulação hidrodinâmica (no modelo Delft3D-FLOW) é necessário o acoplamento com o modelo de ondas Delft3D-WAVE (Deltares 2004). Dentre estes efeitos podem-se destacar: (1) os gradientes dos tensores de radiação, gerados pela dissipação de energia por quebra de onda, *whitecapping* e atrito com o fundo; (2) o fluxo de massa associado à deriva de Stokes; (3) o aumento da energia turbulenta promovido pela dissipação de

energia por quebra e atrito com o fundo; (4) as correntes induzidas por ondas na camada limite e (5) a tensão de cisalhamento.

Especificamente, para o estudo das correntes litorâneas se destaca a inclusão no modelo hidrodinâmico dos gradientes dos tensores de radiação, gerados pela quebra da onda. A parametrização da dissipação de energia é feita utilizando o índice de quebra (Battjes, J. A., & Janssen 1978), onde a quebra da onda (de altura H_b) é induzida pela profundidade local (h), $H_b / h = 0,8$. Logo, as condições da onda (ou seja, forças da onda com base na taxa de dissipação de energia ou nas tensões de radiação) calculadas no módulo Delft3D-WAVE são usadas como entrada para o módulo Delft3D-FLOW. A partir desta inclusão o modelo hidrodinâmico consegue representar as correntes originadas pela presença e quebra de ondas chegando inclinadas (com alguma inclinação diferente de zero ou normal) na linha de costa.

A área de abrangência para o emprego do modelo hidrodinâmico nas duas áreas é mostrada a seguir. Em ambos os casos, as malhas são compostas por células quadradas (curvilíneas), garantindo maior eficiência numérica e estabilidade no modelo.

(1) Configuração do modelo para a praia de Jaconé / Saquarema

O domínio do sistema praial de Jaconé / Saquarema compreendido no modelo tem como limites a linha de costa e a fronteira externa, estabelecida próxima a isóbata de 30 metros de profundidade. As informações para gerar o mapa batimétrico foram obtidas por diferentes fontes, visando complementar as informações disponíveis no setor praial e na região costeira (Figura III-9). Na região da praia foram utilizadas as informações dos levantamentos topobatimétricos dos perfis de praia fornecidas pela PETROBRÁS para o setor oeste e digitalização de dados de perfil de praia obtidos a partir da literatura (Muehe 1979a; Pinto 2018; Pinto, Silva & Faria 2017), nos setores centro e leste. Nas profundidades maiores foi utilizada a compilação de informações de Cartas Náuticas publicadas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN-MB), disponibilizada pelo Grupo de Geologia da UFF, deste mesmo projeto (PCR-BS).

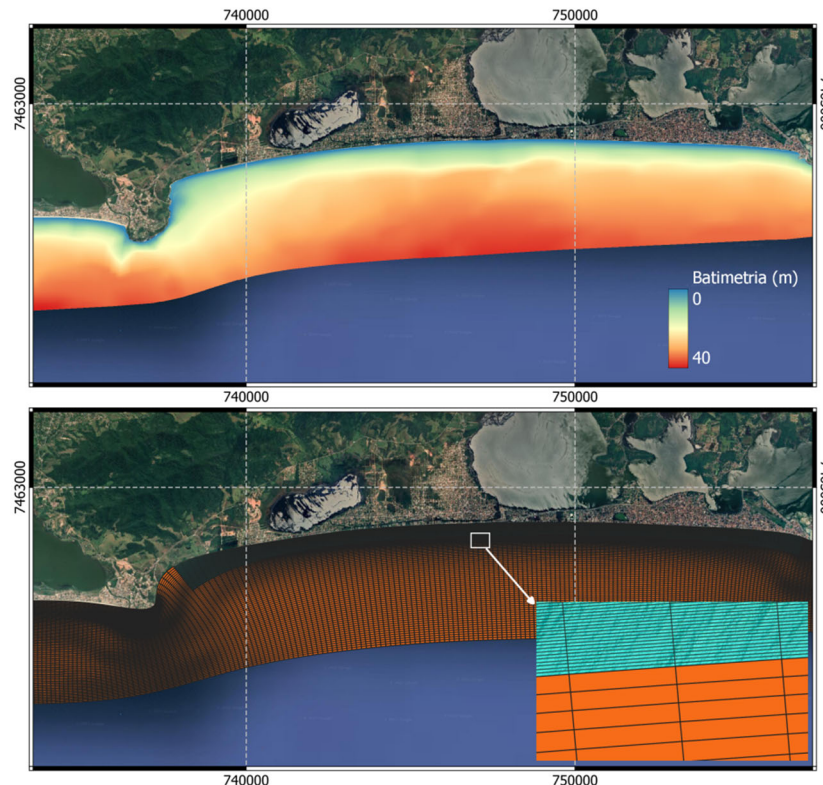


Figura III-9 – Grade numérica (abaixo) e batimetria (acima) do arco praial Jaconé-Saquarema. Toda a informação batimétrica foi referenciada ao nível médio local para a confecção da batimetria para a modelagem numérica. Em detalhe malha do Domain Decomposition na zona de surfe.

Para a modelagem das correntes de deriva foi realizada uma modificação na aplicação do modelo numérico, com o uso da ferramenta *Domain Decompositon*, buscando maior resolução da área de Jaconé, região de interesse, com menor esforço computacional. Seguindo o conceito do *Domain Decompositon*, foram construídas duas malhas acopladas, sendo uma com menor resolução, com 17080 células com tamanhos de 30 por 150 m e outra com maior refinamento construída na região de interesse, compreendendo a região do sistema praial, desde a profundidade de fechamento até a linha de costa, contendo 12600 células com tamanhos de 3 metros no sentido perpendicular à praia e 150 metros no sentido paralelo.

Para as fronteiras leste e oeste da malha foi utilizada a condição de contorno do gradiente de Neumann, que inclui velocidade normal nula.

(2) Configuração do modelo para Caraguatatuba

O domínio do modelo da Praia das Palmeiras - Caraguatatuba/SP compreende os limites continentais até o limite externo na fronteira aberta no oceano, próximo à isóbata de 20 metros. A batimetria (Figura III-10) utilizada no modelo corresponde à digitalização das informações da carta náutica número 1641 para região de interesse, acopladas ao perfil topográfico médio da praia obtido em levantamentos mensais disponibilizado pela PETROBRAS. A grade regular contida no domínio contém 11600 células (Figura III-10), apresentando tamanho médio de 100 por 200 m e refinamento na região de praia com tamanho de 20 por 100 m.

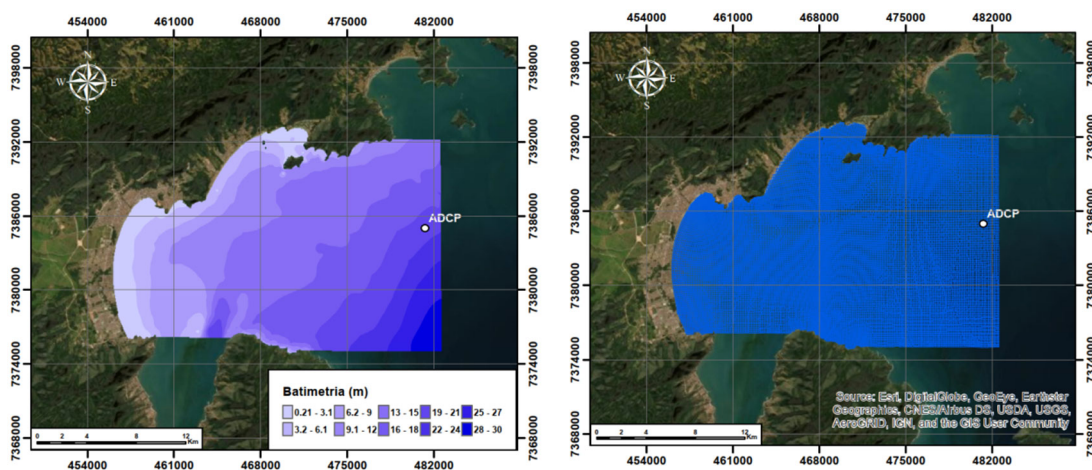


Figura III-10 – Batimetria (esquerda) da região da Praia das Palmeiras / Caraguatatuba - SP e Grade (direita) compreendida no domínio considerado no modelo. Toda a informação batimétrica foi referenciada ao nível médio local para a confecção da batimetria para a modelagem numérica.

(3) Estratégia de modelagem e cenários

A condição de contorno de ondas para o modelo hidrodinâmico de correntes litorânea foi originada pelo uso de uma série de modelos (utilizando técnica de

downscaling) com grades globais/regionais do WAVEWATCH III e de águas rasas do modelo SWAN, como indicado no item II.2.4. Esse modelo de águas rasas foi previamente validado ao longo da região costeira em relação aos dados dos dois ADCPs disponíveis nas áreas de estudo (Caraguatatuba e Jaconé). Logo, a saída do modelo de águas rasas (SWAN) foi inserida nas fronteiras do modelo hidrodinâmico acoplado ao módulo de ondas (DELFT) para a caracterização das correntes litorânea.

Logo, o modelo numérico para caracterização da deriva litorânea foi configurado para realizar três tipos de rodadas em ambas as regiões:

- Primeiro, foi realizada uma simulação anual, relativo ao ano de 2018, para extrair os principais parâmetros de ondas (altura significativa, período e direção), em um ponto próximo à profundidade de fechamento, para a entrada no modelo paramétrico de Longuet-Higgins (1970) e o cálculo da estatística anual das correntes litorâneas;
- Segundo, foram feitas rodadas com modelo hidrodinâmico acoplado ao modelo de ondas (DELFT) considerando o período de disponibilidade dos dados de ondas cedidos e onde foram selecionados cenários em condições estacionárias ou permanentes, visando à validação conceitual da modelagem das correntes de deriva (detalhes destes cenários permanentes são discutidos no item III.3.2);
- Terceiro, foram realizadas simulações com modelo hidrodinâmico acoplado ao modelo de ondas (DELFT) para cada categoria de estado de mar, com períodos (3 meses) representativos de bom tempo e mau tempo (segundo item III.3.3), visando obter a caracterização média das correntes de deriva para cada região. Neste caso, os resultados da modelagem numérica foram comparados com os obtidos do modelo paramétrico, visando validar as duas metodologias.

Todas as simulações foram realizadas utilizando passo de tempo de 15 s, com exceção das permanentes onde foi utilizado 60s.

III.3 Resultados

Como mencionado anteriormente, todas as análises foram realizadas com base nas saídas no modelo SWAN, sendo o ano de 2018 escolhido para representar as estatísticas e características da corrente litorânea nos dois sistemas praias, seja no arco praias de Jaconé-Saquarema, como na praia de Caraguatatuba. A escolha deste período se deu por ser coincidente com o período de medidas de ADCP em frente ao arco praias de Jaconé-Saquarema. Dentro da Climatologia de ondas, para o ponto representativo da área central (Figura II-8), compreendendo as 2 praias analisadas, o ano de 2018 não apresentou nenhuma anomalia ao longo dos 20 anos de análises (2001 a 2020), como mostrado na Figura III-11. Ainda assim, eventos de alta energia ocorreram neste ano, representando sua influência sobre o comportamento da corrente litorânea como descrito nos itens a seguir. (colocar figura da climatologia da área central).

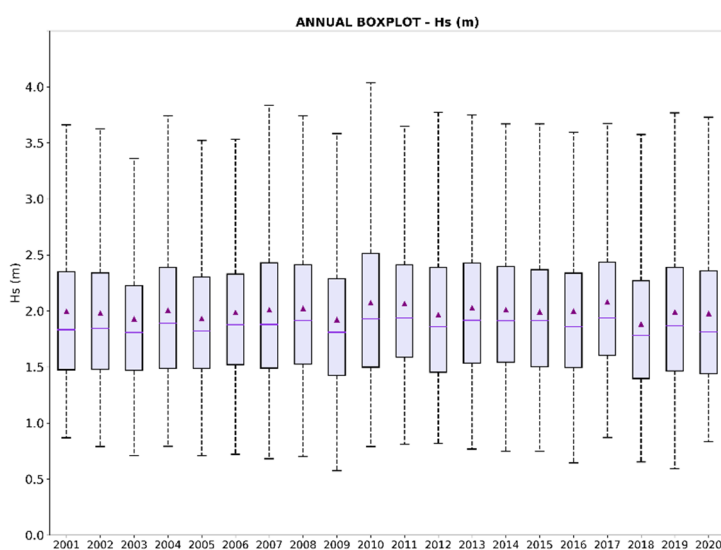


Figura III-11 – Boxplot apresentando a distribuição anual do parâmetro altura significativa das ondas (H_s) no ponto representativo da Área Central. O limite inferior do retângulo indica o primeiro quartil (25° percentil) e o limite superior indica o terceiro quartil (75° percentil). A linha no interior do retângulo marca a mediana do conjunto de dados (segundo quartil ou 50° percentil) enquanto o triângulo indica o valor médio. As barras tracejadas representam o desvio padrão do conjunto de dados – o limite superior (inferior) indica o valor máximo (mínimo) dos dados.

III.3.1 Estatísticas das correntes de deriva nas praias de Jaconé e Caraguatatuba – modelo paramétrico

Discussão do uso do ano 2018 Esta análise foi realizada considerando os resultados do modelo paramétrico, tendo como dados de entrada os resultados obtidos pelo modelo numérico hidrodinâmico acoplado ao de ondas para uma simulação anual. Para cada perfil selecionado em ambas as praias foi obtida a máxima velocidade, considerando condições de mistura (P) de 0,1 a 10 e 0,001 a 0, nas praias de Jaconé e Caraguatatuba, respectivamente. Os parâmetros de mistura foram selecionados de acordo com a comparação dos resultados do modelo paramétrico com o numérico (item III.3.3). Na relação de dispersão das velocidades máximas da corrente litorânea com os parâmetros do clima de ondas e seu histograma (Figura III-12 e Figura III-13) pode-se compreender de que forma a corrente responde ao clima de ondas, assim como, observar uma tendência no sentido preferencial da corrente litorânea em ambas as praias.

Na praia de Jaconé o comportamento da corrente litorânea foi semelhante nos três trechos estudados, havendo apenas pequenas variações na intensidade da corrente quando associadas à maior altura significativa na porção central. Desta forma, são mostrados os resultados estatísticos para este trecho (Figura III-12), que é representativo de grande parte da praia. A velocidade da corrente litorânea apresentou grande variabilidade temporal, seja numa escala diária ou mesmo sazonal, estando diretamente relacionada ao clima de ondas. A relação de dispersão entre a direção, altura significativa e esbeltez (relação entre a altura e o comprimento - H/L) da onda evidencia este comportamento, onde quanto maior a altura significativa e esbeltez da onda, maior a intensidade da corrente, assim como, quanto mais inclinada for a incidência da onda na zona de quebra, maior a velocidade da corrente. Também, pode ser observado que as ondas mais esbeltas (típicas de mau tempo) são responsáveis por maiores magnitudes de velocidades e orientadas para leste (negativas).

O histograma anual de ocorrência de velocidades apresentou uma distribuição bimodal na faixa de intensidades, com maior ocorrência para leste (58%) que para oeste (42%). Em ambas as direções as magnitudes mais frequentes foram as de 0,5 m/s, com ocorrência de 24% e 16%, para leste e oeste respectivamente. Numa escala anual, este resultado pode ter importantes consequências no comportamento morfodinâmico da praia, podendo induzir uma maior erosão na porção oeste, e tendência deposicional na porção mais ao leste.

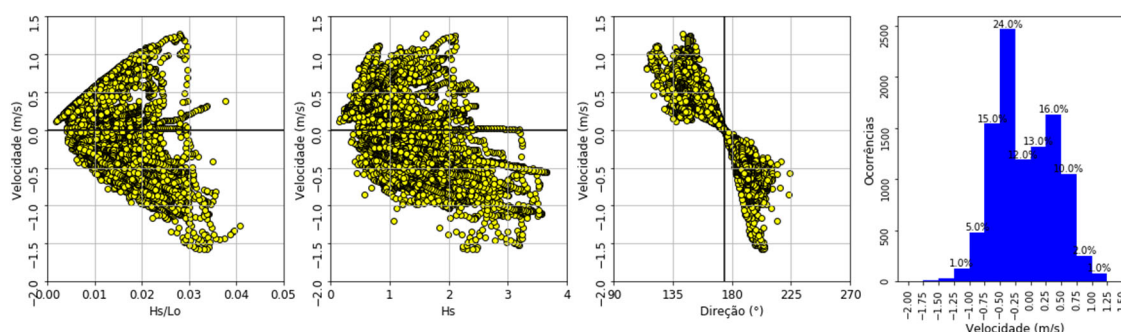


Figura III-12 – Relação de dispersão entre a velocidade da corrente litorânea com os parâmetros do clima de ondas e histograma na praia de Jaconé, porção central (perfil central). Valores negativos indicam direção para o leste e positivos para o oeste.

Na praia de Caraguatatuba (Figura III-13), as velocidades de deriva apresentaram valores menores do que os mostrados para Jaconé, aproximadamente uma ordem de magnitude inferior. Também, a maior esbeltez e inclinação das ondas favoreceram a geração de correntes de maiores magnitudes, como observado na praia de Jaconé. A variação temporal no comportamento da velocidade da corrente litorânea apresentou algumas diferenças, principalmente quanto à intensidade. Tanto na porção norte como na sul, a maior ocorrência da velocidade da corrente litorânea foi até 0,01 m/s e direcionado para norte (Figura III-13). A diferença entre os dois trechos estudados nesta praia consiste na distribuição da velocidade da corrente, fora da moda, onde no trecho ao norte possui o sentido preferencial para sul, e no trecho ao sul, apresentando um comportamento quase espelhado, com a distribuição de correntes com maiores magnitudes direcionadas para norte.

Considerando apenas os intervalos de frequência fora da moda, a diferença de percentual na ocorrência das maiores velocidades de corrente mostrou que existiu um equilíbrio nos dois trechos. No trecho ao norte o percentual de ocorrência de correntes para sul foi de 39%, ao passo que, no trecho ao sul foi de 37%. Ainda que com intensidade da corrente pouco intensa, este comportamento cria uma zona de confluência na porção central da praia, mostrando a existência de 2 células de recirculação como já havia sido apontado por (Souza 1990), típico de praias de enseadas.

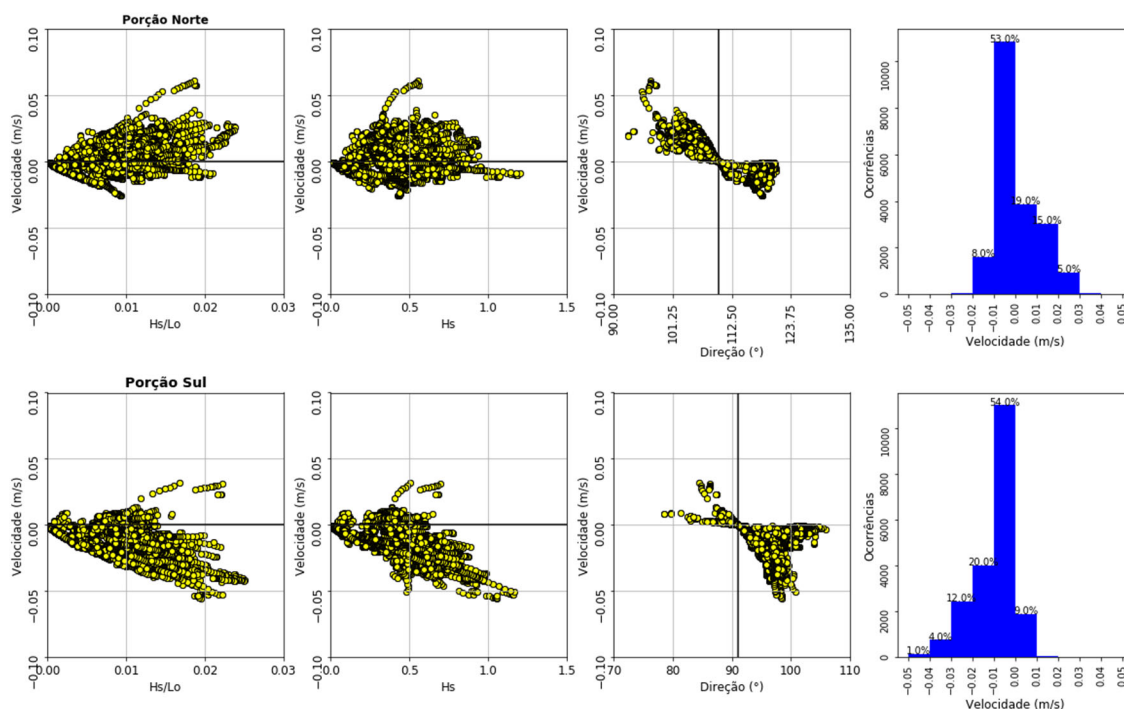


Figura III-13 – Relação de dispersão entre a velocidade da corrente litorânea com os parâmetros do clima de ondas e histograma na praia de Caraguatatuba, porção norte (acima - perfil 1) e sul (abaixo - perfil 7). Valores negativos indicam direção para o sul e positivos para o norte.

III.3.2 Validação conceitual dos resultados das correntes de deriva – Cenários numéricos permanentes

A formação das correntes litorâneas está diretamente relacionada às características das ondas que incidem na praia. Quanto maior o ângulo de incidência das ondas na zona de arrebentação, maior sua influência na geração de correntes litorâneas. Ao passo que, quanto mais paralelas as

ondas incidem em relação à linha de costa, maior a probabilidade de formação de células de circulação, onde há uma integração da corrente litorânea com as correntes de retorno, transversais à linha de costa.

Em virtude da falta de informações medidas *in situ* de corrente litorânea nos locais de estudo e visando identificar a origem das correntes descritas anteriormente, seja pela ação das ondas ou devidas a células de circulação ou gradientes barotrópicos gerados ao longo da costa, foi realizado um estudo teórico dos resultados numéricos. A validação conceitual da corrente litorânea obtida pelo modelo teve como base o pressuposto, mostrado na Figura III-1, que existe uma correlação entre o gradiente normal da componente tangencial da tensão de radiação ($\partial S_{xy}/\partial x$) e a corrente litorânea (M. S. Longuet-Higgins 1970a). Adicionalmente, as direções preferencias de correntes de deriva foram validadas com observações ou evidências de estudos pretéritos nas duas áreas.

Para isso foram realizadas simulações em condições permanentes para obtenção da corrente litorânea no intuito de investigar a sensibilidade do modelo utilizado à geração das correntes. Na escolha dos cenários de cada simulação, os valores das características das ondas (altura, direção de propagação e período) foram determinados pelo clima de onda mais frequente para cada região (Figura III-4 e Figura III-7). Foram realizadas 9 simulações para a praia de Jaconé e 7 para praia de Caraguatatuba. Todos estes cenários consideram aproximadamente 80 % do clima de ondas.

Foram escolhidos 6 pontos (cada um representativo de um setor e perfil de praia) ao longo de cada arco praial para a validação dos resultados do modelo numérico. Nestes pontos foi identificada a velocidade máxima no perfil para cada cenário e o gradiente (de tensões) ao longo do perfil foi calculado pela diferença das tensões entre os pontos de máxima (próximo da praia) e mínima (próximo da zona de arrebatção) corrente.

Os resultados mostraram que, para os locais da praia onde a incidência das ondas foi mais inclinada em relação à linha de costa, foram obtidos valores altos de correlação ($R^2 > 0,7$), mostrando a importância da tensão de radiação

na geração de corrente litorânea. Nos locais onde a onda incidiu mais paralela à linha de costa, a correlação foi baixa, evidenciando a influência de outros processos na formação das correntes, sendo estes locais, mais propícios a geração de correntes de retorno ou células de circulação. Ressalta-se que diferentes condições de mistura, turbulência e dissipação (consideradas na modelagem numérica) interferem na correlação e por isso, embora exista relação direta, os valores do R^2 foram baixos em alguns casos.

A Figura III-14 mostra, para o caso da praia de Jaconé, um exemplo das correlações mencionadas, entre o gradiente normal da componente tangencial da tensão de radiação ($\partial S_{xy}/\partial x$) e a máxima velocidade, para os diferentes cenários (cada ponto indicado nos gráficos) e 6 pontos ao longo da praia.

As correlações mais expressivas se deram onde a velocidade da corrente litorânea se comportou de forma mais uniforme e onde as ondas conseguem chegar com maior inclinação, como foi o caso dos pontos P1, P4 e P7. No detalhe da Figura III-14 é mostrado um exemplo das ondas se aproximando na região do P1. Nestes locais, o gradiente da tensão de radiação foi o processo mais importante na formação e variação do comportamento da corrente. Nos pontos P2, P5 e P6 a correlação foi baixa, pois são regiões onde, devido à orientação da praia, se observou uma tendência de formação de corrente de retorno e células de circulação, provavelmente relacionado com a configuração morfológica do fundo marinho na região. No detalhe da Figura III-14 é mostrado um exemplo das ondas se aproximando praticamente normal à praia na região do P5 e a visualização de duas correntes de retorno no entorno.

Nesta praia, de acordo com trabalhos anteriores (Pinto et al. 2015; Pinto 2018; Pinto, Silva, and Faria 2017), correntes de deriva litorânea e de retorno são bem comuns. Foram observadas correntes de retorno, em geral mais proeminentes no extremo oeste da praia (a oeste do P1 e próximo ao promontório rochoso, onde forma-se um fluxo margeando o pontal e para leste, devido à convergência das ondas) e na região central (próximo ao P5). Também, segundo os autores mencionados, a direção preferencial da corrente de deriva litorânea seria em direção a oeste, em resposta à incidência de ondas

provenientes de sudeste e sob condição de tempo bom e para o leste durante incidência de ondas do sul e sudoeste. Como será mostrado nos campos médios de correntes de deriva, apresentados no item III.3.3, os resultados do presente estudo foram coincidentes com as direções apontadas.

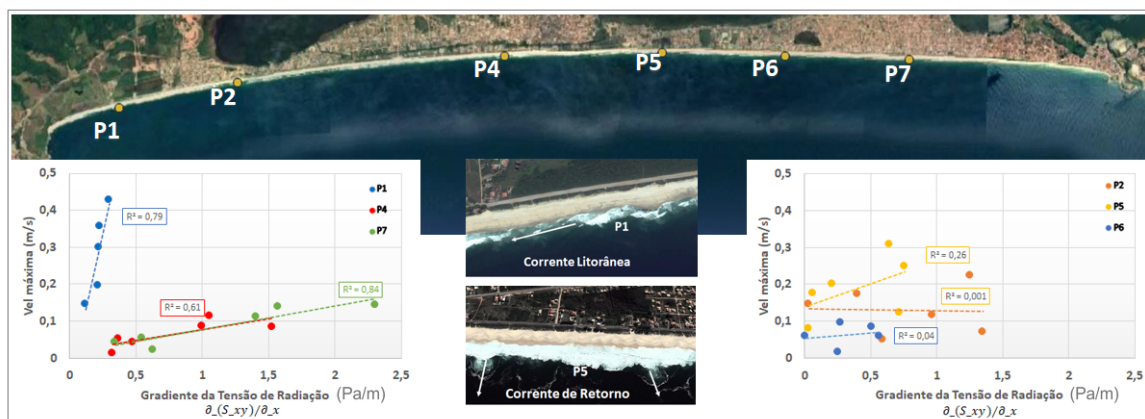


Figura III-14 – Exemplo de validação dos resultados numéricos na praia de Jaconé. Correlação entre o gradiente da tensão de radiação normal à praia com a velocidade da corrente máxima na zona de surfe. As imagens de satélite mostram exemplo da inclinação das ondas, para os pontos P1 e P5, em relação a linha de costa (Fonte: Google Earth).

Os estudos pretéritos realizados na praia de Caraguatatuba (Pinto, 2018; Farinaccio and Tessler 2006) apontaram a um predomínio de correntes de deriva litorânea dirigidas para sudoeste. Isto também pode ser evidenciado nas imagens de acumulação de sedimentos ao norte dos molhes (Figura III-15), apesar de que devido ao mau estado de conservação, é possível visualizar que a maioria destas obras já não impede mais a passagem de sedimentos entre os dois lados dos molhes. Como será mostrado nos campos médios de correntes de deriva, apresentados no item III.3.3, os resultados do presente estudo foram coincidentes com as direções apontadas. Adicionalmente, os resultados das correlações apontaram valores mais expressivos no setor central. O setor norte foi o setor mais afetado pela incidência normal das ondas, apresentando menores valores de correlação e a presença de células de circulação devidas à incidência quase normal das ondas.



Figura III-15 – Imagem de satélite do setor central e norte da praia de Caraguatatuba. Evidências de deriva litorânea com direção dominante sudoeste (de direita para esquerda) pela acumulação de sedimentos ao norte dos espigões (Fonte: Google Earth).

III.3.3 Caracterização das correntes de deriva nas praias de Jaconé e Caraguatatuba – Cenários numéricos não permanentes

- Cenários de ondas

Os resultados da corrente litorânea obtidos pelo modelo numérico e paramétrico sobre o comportamento da corrente litorânea nas praias de Jaconé e Caraguatatuba, foram organizados considerando os critérios estabelecidos das categorias de estado do mar (item II.6). Segundo esta categorização, os estados do mar podem ser separados em 3 categorias: Bom tempo, Bom tempo com Swell e Mau tempo.

O clima de ondas nas duas regiões é determinado, principalmente, pela atuação dos ventos do Sistema de Alta pressão do Atlântico Sul ou pela passagem de sistemas frontais e tempestades tropicais, oriundo de sul/sudoeste. Existe uma sazonalidade na frequência da influência destes sistemas, quando durante o verão, ocorrem menor incidência dos sistemas frontais, sendo maior e mais intensos durante o inverno. O que não significa que não ocorram ao longo do ano. Ou seja, tanto o período de verão como o de inverno são caracterizados pela atuação de ambos os sistemas. Assim, para avaliar o comportamento da corrente litorânea usando os modelos

numéricos e paramétricos foram escolhidos dois períodos, um durante os meses de verão e outro no inverno. Nessa escolha, procurou-se contemplar características do clima de ondas que representassem os estados de mar seguindo os critérios acima, levando em consideração o período e direção da onda, assim como, sua altura significativa. A seguir são descritas as condições do clima de ondas para os cenários de Bom Tempo e Mau Tempo nas duas praias.

O cenário de Bom Tempo compreendeu o período entre os dias 20 de dezembro de 2018 a 31 de janeiro de 2019. A praia de Jaconé, como descrita anteriormente, é caracterizada por ser exposta, sem apresentar nenhum obstáculo natural ou artificial à propagação das ondas, configurando um ambiente com alta energia. O clima de ondas (Figura III-16) foi caracterizado pela entrada de 3 sistemas frontais com maiores alturas significativas, em torno de 1,5 m associadas à direção de S e período acima de 10 s. No entanto, entre estes sistemas o clima de ondas apresentou ondas com altura significativa abaixo de 1 metro com direções de E e período que oscilou entre 8 e 10 s.

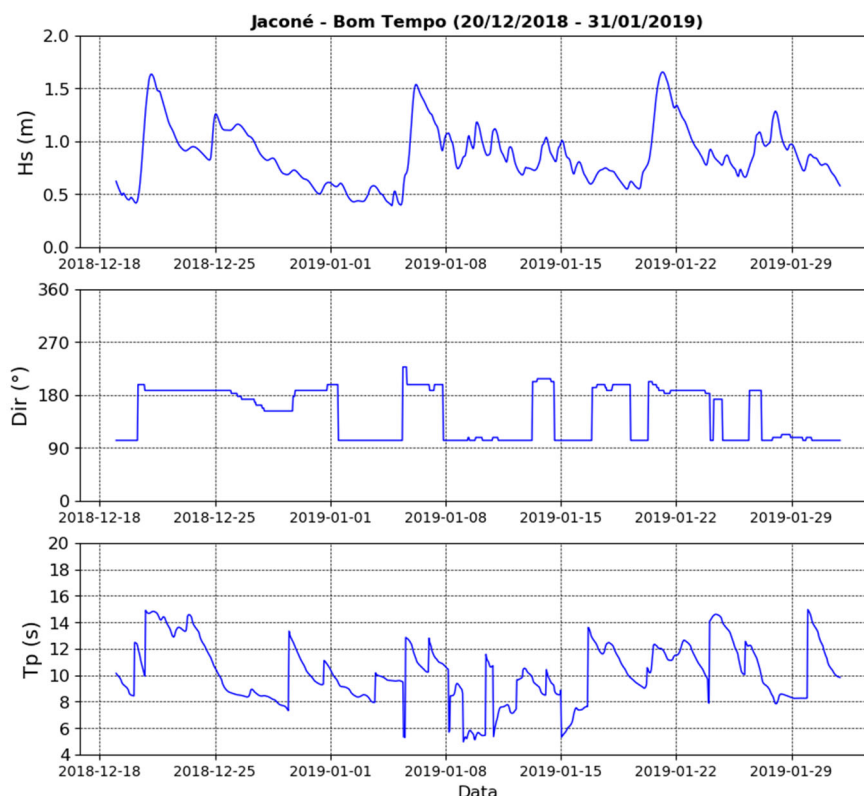


Figura III-16 – Característica do clima de ondas na praia de Jaconé, correspondendo

ao estado de mar de Bom Tempo.

Ao contrário da praia de Jaconé, a praia de Caraguatatuba apresenta características mais abrigadas, tornando-se mais protegida da ação das ondas. O clima de ondas (Figura III-17) para o mesmo período foi caracterizado por ondas com altura significativa de até 1,5 m, associada a uma direção E e período em torno de 8 s, na maior parte do período de simulação. Cabe ressaltar que no início deste período estudado, o clima de ondas foi representado por ondas com altura significativa de até 1 m, direção de SE e período maior que 14 s, caracterizando um período de Bom Tempo com Swell.

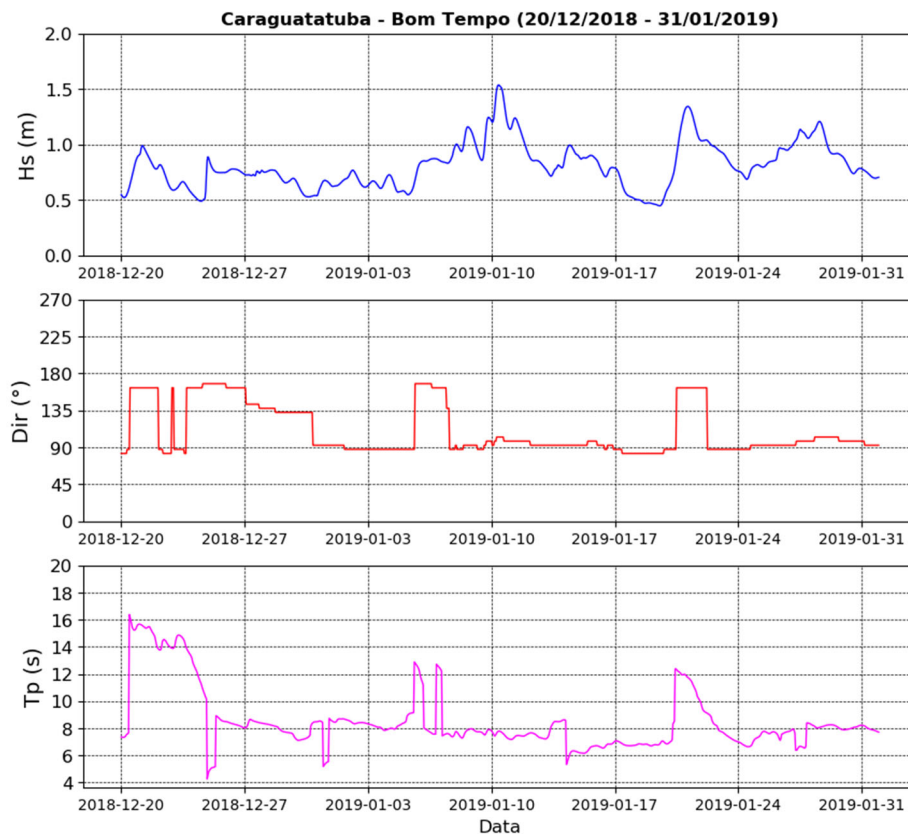


Figura III-17 – Característica do clima de ondas na praia de Caraguatatuba, correspondendo ao estado de mar de Bom Tempo.

O cenário de Mau Tempo foi caracterizado pelo mês de junho de 2018, representando a entrada de sistemas frontais com alta energia. Na praia de Jaconé (Figura III-18), a altura significativa das ondas superou 2 m, com direção SSW, e período entre 10 e 14 s, apresentando ocorrência de ondas

com períodos acima de 14 s. Na praia de Caraguatatuba, o clima de ondas (Figura III-19) foi caracterizado por altura significativa das ondas acima de 1 metro, na maior parte do período de simulação, com as maiores medidas associadas à direção de SSE com períodos acima de 12 s. Entre os sistemas frontais, o clima de ondas foi caracterizado por ondas com altura significativa abaixo de 1 m, direção de E e período menor que 8 s.

Cabe ressaltar que a diferença no clima de ondas entre as duas praias reflete e reforça suas principais características quanto à exposição à energia dos eventos meteorológicos, evidenciando maior exposição na praia de Jaconé e menor na praia de Caraguatatuba. Independente do período usado nos estudos é evidente que existe uma grande variabilidade em escala temporal de poucos dias no clima de ondas. Portanto, as condições do Estado do Mar na região próxima à costa, por vezes, permanecem atuantes por pouco tempo, evidenciando a dinâmica do sistema praial, que responde rapidamente à energia do clima de ondas vigente.

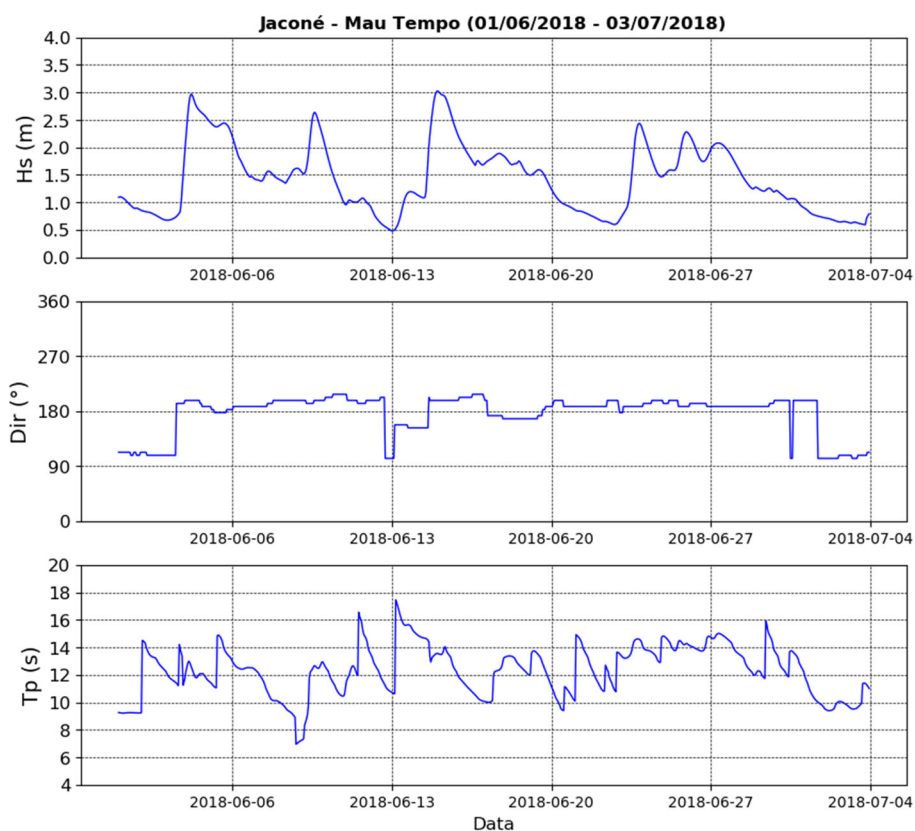


Figura III-18 – Característica do clima de ondas na praia de Jaconé, correspondendo ao estado de mar de Mau Tempo.

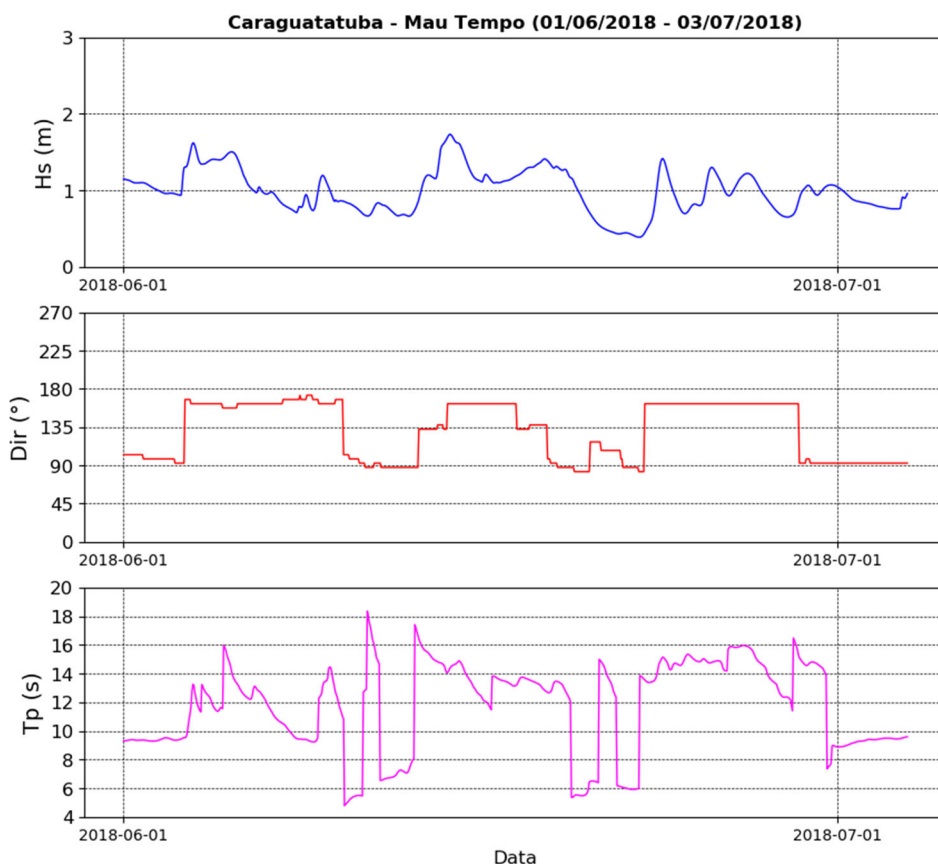


Figura III-19 – Característica do clima de ondas na praia de Caraguatatuba, correspondendo ao estado de mar de Mau Tempo.

- Caracterização da variabilidade temporal das correntes de deriva nas praias de Jaconé e Caraguatatuba

Nesta análise, as praias de Jaconé e Caraguatatuba foram divididas em três e dois trechos, respectivamente, no intuito de observar as diferenças ao longo das praias durante os períodos de simulação, descritos acima, correspondentes aos estados de mar. A análise foi realizada em um ponto (perfil) em cada trecho, comparando os resultados obtidos pelos modelos numérico e paramétrico. A comparação entre os dois modelos atua como uma forma de validação dos resultados.

O modelo paramétrico, como descrito na metodologia, depende das características da praia quanto a sua morfologia (inclinação, azimute) e características granulométricas. Para representar a distribuição da corrente

litorânea ao longo da zona de surf, é utilizado um parâmetro de mistura (que depende das características morfológicas e turbulência), que atua como um ajuste às condições obtidas pelo modelo numérico, ou mesmo por medidas oriundas de levantamentos realizados *in situ*.

A comparação entre os dois modelos foi feita considerando a velocidade máxima da corrente na zona de surfe. No modelo numérico, a velocidade máxima foi determinada pela inspeção dos resultados de velocidade ao longo do perfil no ponto considerado e no paramétrico, a velocidade máxima foi obtida utilizando o valor do parâmetro de mistura que melhor ajustou aos resultados do modelo numérico. Atendendo à melhor comparação entre os modelos, na praia de Jaconé foram utilizados maiores valores de mistura (P entre 0,1 e 10) no modelo paramétrico, quando comparados com os utilizados na praia de Caraguatatuba (P entre 0,001 e 0). Isto mostra a influência no parâmetro, tanto do tipo de praia (refletiva) e com maior declividade no caso de Jaconé, assim como da presença de ondas mais energéticas (e esbeltas), e possivelmente maior turbulência na zona de surfe.

A praia de Jaconé foi dividida em porção oeste, central e leste. Os resultados da variação temporal da velocidade máxima da corrente litorânea para as condições de estado de mar investigadas são apresentados na Figura III-20 (Mau Tempo) e Figura III-21 (Tempo Bom).

Como pode ser observado, a variação da velocidade máxima da corrente litorânea é semelhante nos três trechos da praia e, nos dois estados de mar considerados, o que demonstra relativa uniformidade na praia e afetado pelo mesmo clima de ondas em todo o comprimento da praia. A intensidade da corrente, nos momentos característicos da entrada de sistema frontal (Figura III-20) foram maiores na porção central, cerca de 1 m/s, onde as ondas atingiram maior altura significativa, acima de 3 m. O sentido da corrente esteve diretamente relacionado à direção da onda na zona de arrebentação, se dirigindo para leste quando a onda incidia com valores menores que o azimute, enquanto que, com valores maiores que o azimute se dirigia para oeste. A variação observada na velocidade da corrente litorânea, tanto na intensidade quanto na direção, respondeu prontamente à mudança do clima de ondas nos

três trechos da praia, ressaltando o intenso dinamismo dentro da zona de surfe.

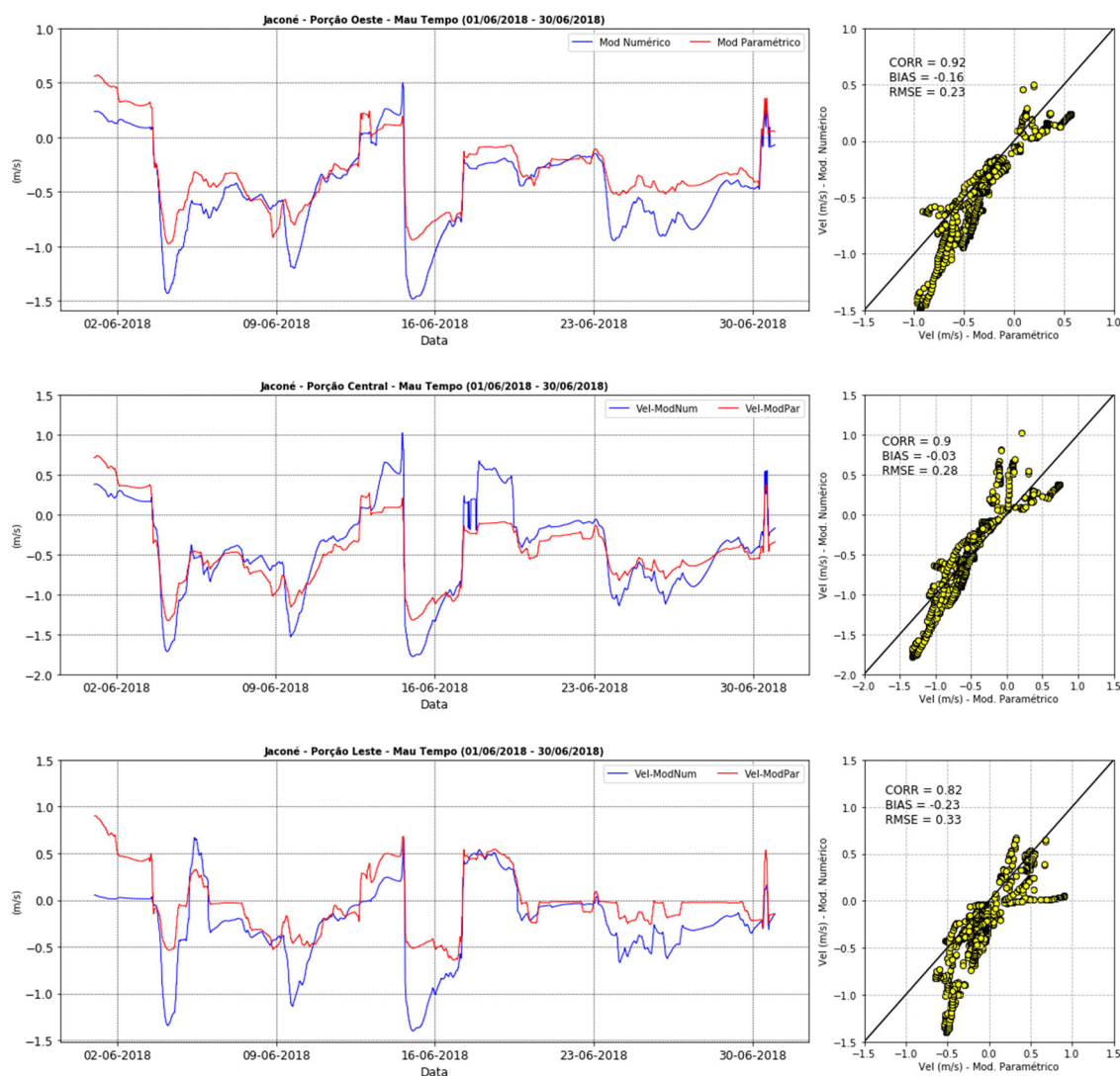


Figura III-20 – Variação temporal da velocidade máxima da corrente litorânea nos trechos oeste, central e leste na praia de Jacone em condições de estado de mar de Mau Tempo. Valores negativos indicam direção para o leste e positivos para o oeste.

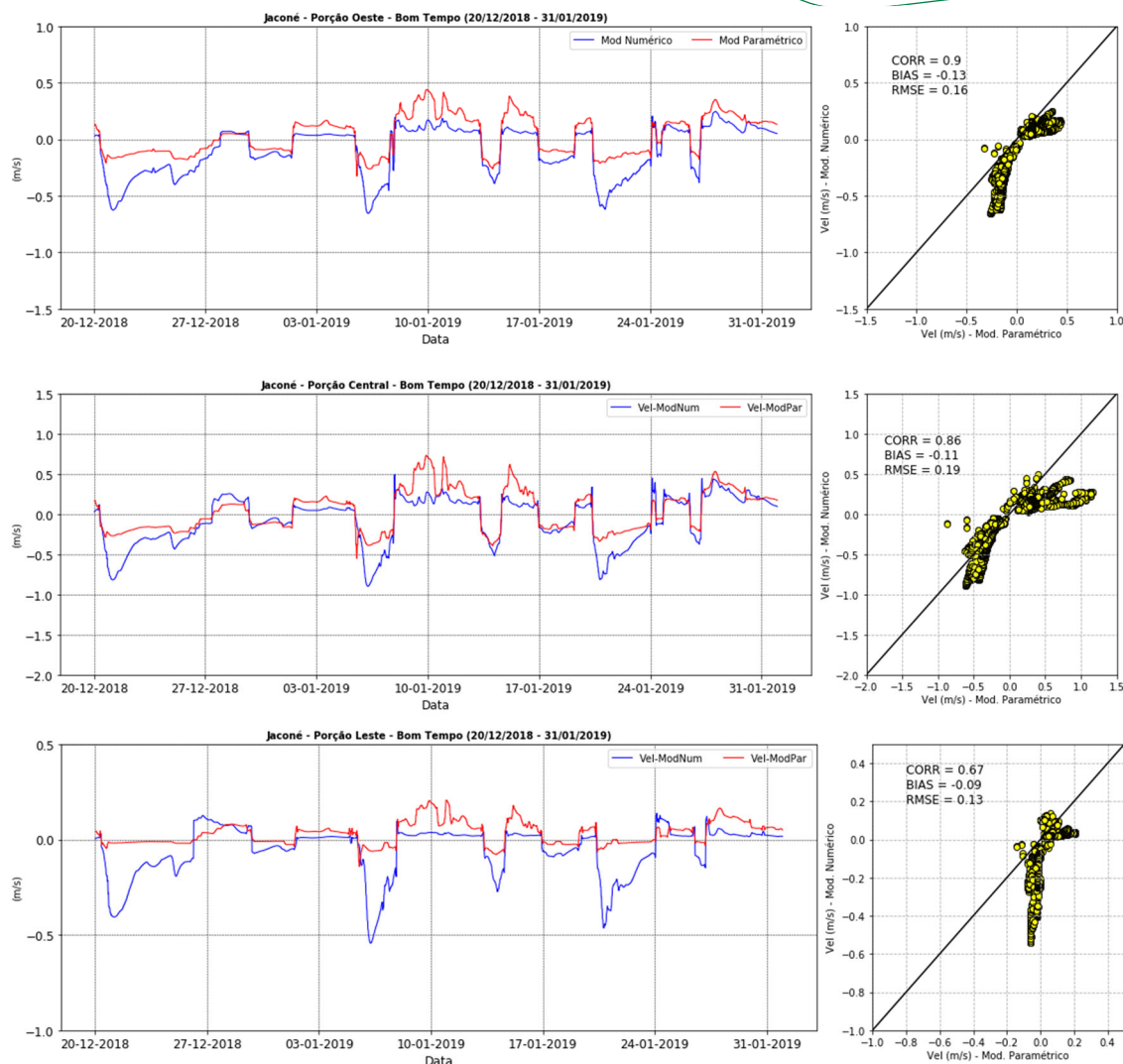


Figura III-21 – Variação temporal da velocidade máxima da corrente litorânea nos trechos oeste, central e leste na praia de Jacone em condições de estado de mar de Bom Tempo. Valores negativos indicam direção para o leste e positivos para o oeste.

Um aspecto importante a ser ressaltado é sobre a intensidade da velocidade da corrente litorânea em relação ao clima de ondas. É fato que quanto maior a altura significativa, maior será a intensidade da corrente. Da mesma forma, a direção da corrente também atua na intensidade da corrente. Para uma mesma condição de altura significativa, quanto maior o ângulo de incidência da onda, maior será a velocidade da corrente litorânea, como pode ser observado, por exemplo, na porção leste da praia de Jacone em condição de Bom Tempo (Figura III-21) próximo ao dia 03 de janeiro de 2019.

A comparação entre ambos os modelos foi satisfatória, como mostrado nas estatísticas, com valores de correlação entre 0,67 e 0,92. Ressalta-se ainda que o ajuste foi melhor para o cenário de Mau Tempo. As principais diferenças encontradas com o modelo paramétrico foram em situações em que as ondas chegaram com ângulos muito próximos ao azimute da normal à praia. Estas limitações estão vinculadas ao simples modelo de refração utilizado no modelo paramétrico.

Os resultados da variação temporal da corrente litorânea na praia de Caraguatatuba podem ser observados na Figura III-22 (Tempo Bom) e Figura III-23 (Mau Tempo), para dois perfis representativos do setor norte e sul. Partindo do pressuposto que o clima de ondas regula a intensidade e sentido da corrente, como observado acima para a praia de Jaconé, na praia de Caraguatatuba, por ser mais abrigada, a energia oriunda do clima de ondas é menos intensa. A altura significativa das ondas atinge a praia com valores, em torno de 1,5m, só nos eventos mais extremos. A velocidade da corrente litorânea atingiu valores uma ordem de grandeza menor do que foi obtido para a praia de Jaconé (máximos de 0,15 m/s em Caraguatatuba e 1 m/s em Jaconé). Os maiores valores de velocidades da corrente litorânea, cerca de 0,15 m/s, obtidas pelo modelo numérico, estiveram associadas a passagem dos sistemas frontais, como ocorreu no dia de 20 de junho de 2018, caracterizando condição de Mau Tempo (Figura III-22), com alturas significativas pouco acima de 1,5m, com direção de 160° e períodos maiores de 14 s. Estes eventos perdem rapidamente a energia, se estabelecendo uma velocidade em torno de 0,05 m/s. Também, foram observadas diferenças na intensidade da velocidade da corrente na porção norte e sul. Na porção norte, pela sua localização, mais exposta à ação das ondas, principalmente de direção acima de 110°, foram encontradas as maiores velocidades da corrente, atingindo cerca de 0,15 m/s. Para o mesmo evento mencionado acima, a velocidade da corrente na porção sul foi de 0,075 m/s.

Já em situação de Bom Tempo (Figura III-23) a velocidade da corrente litorânea na porção mais ao sul atingiu um máximo de 0,025 m/s, enquanto que, na porção norte se aproximou de 0,075 m/s.

Estes resultados, com diferenças entre os setores norte e sul em ambos os cenários, estão de acordo com trabalhos pretéritos (Souza, 1990; Farinaccio & Tessler, 2006), que relatam maior erosão na praia na porção norte da praia de Caraguatatuba e maior deposição na porção sul.

Como mostrado nas estatísticas, a comparação entre ambos os modelos também foi satisfatória, com valores de correlação entre 0,61 e 0,93, e também com um melhor ajuste para o cenário de Mau Tempo. Esta correlação com menor valor, em ambas as praias e para condições de mau tempo, pode estar relacionada à dificuldade do modelo paramétrico em representar condições menos energéticas, seja pela altura ou pela direção das ondas.

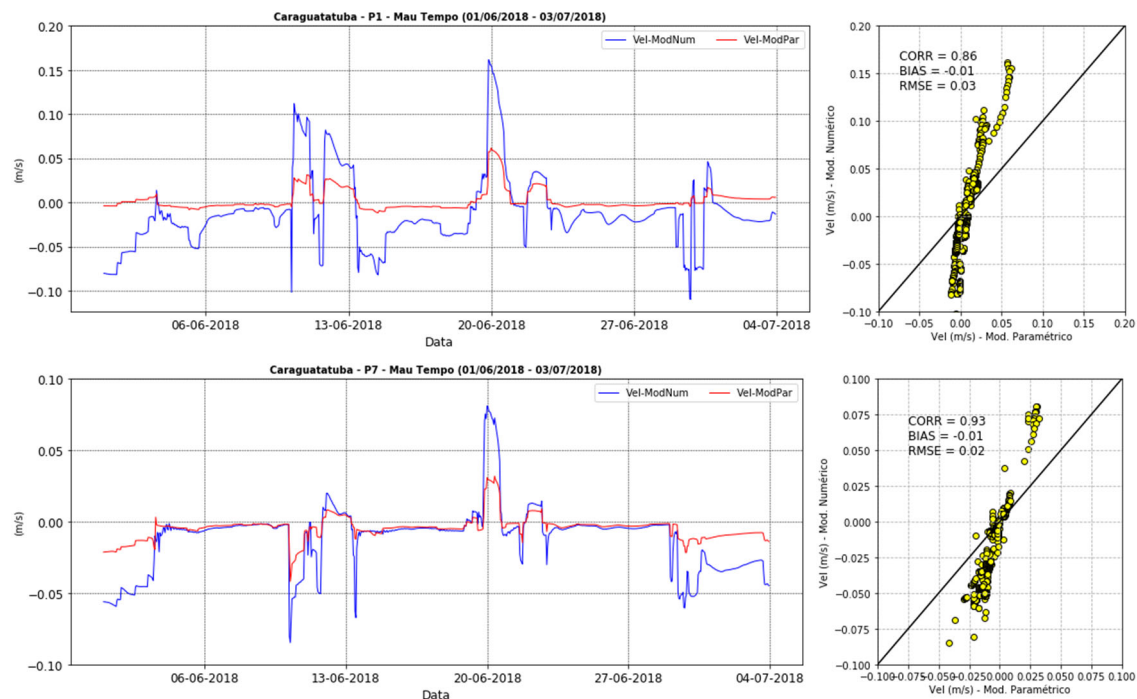


Figura III-22 – Variação temporal da velocidade máxima da corrente litorânea nos trechos norte (P1) e sul (P7) na praia de Caraguatatuba em condições de estado de mar de Mau Tempo. Valores negativos indicam direção para o sul e positivos para o norte.

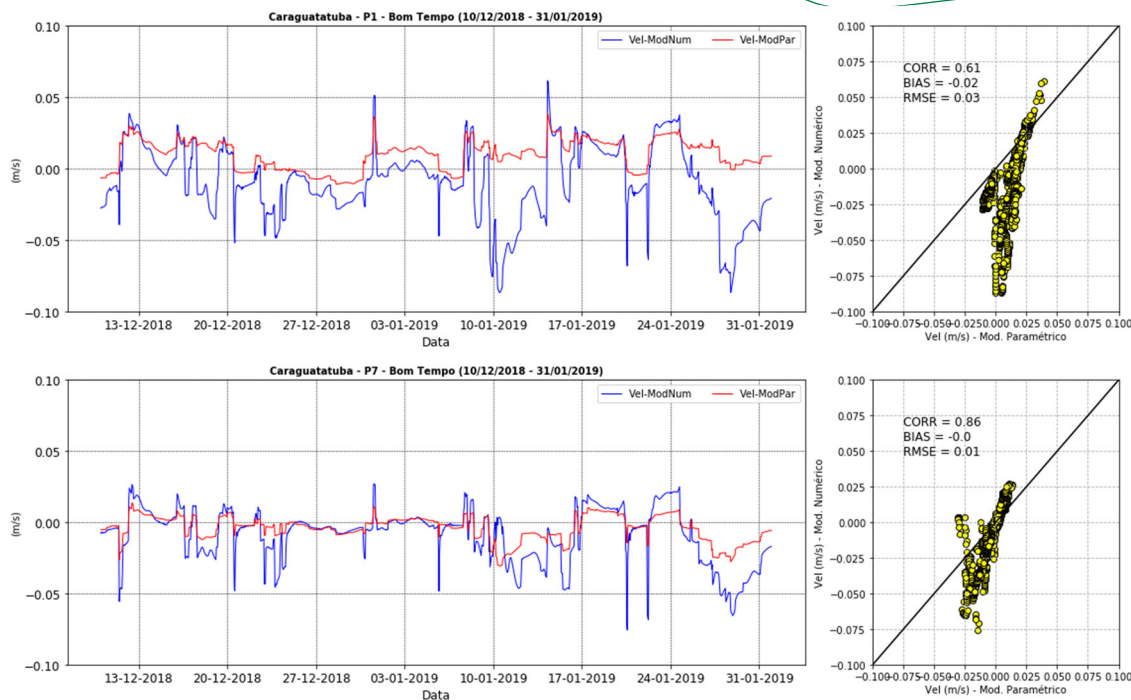


Figura III-23 – Variação temporal da velocidade máxima da corrente litorânea nos trechos norte (P1) e sul (P7) na praia de Caraguatatuba em condições de estado de mar de Bom Tempo. Valores negativos indicam direção para o sul e positivos para o norte.

- Distribuição espacial da corrente de deriva nas praias de Jaconé e Caraguatatuba

O modelo paramétrico apresentou uma boa aplicabilidade na investigação sobre o comportamento da corrente litorânea em um ponto nos diferentes trechos das praias em estudo. Ao passo que, o uso do modelo numérico favorece a uma abordagem mais ampla sobre a distribuição da corrente na praia como um todo.

Como observado nos resultados descritos acima, pode-se constatar a variabilidade no comportamento da corrente litorânea nas duas praias em estudo. O campo médio, ou residual, da corrente litorânea em ambas as praias, foi obtido considerando os meses relativos ao período de inverno e verão austral para o ano de 2018, utilizando os resultados obtidos pelo modelo numérico.

Na praia de Jaconé, tanto para o inverno quanto para o verão, a velocidade

média da corrente litorânea apresentou sentido preferencial para leste (Figura III-24). Além da variabilidade do comportamento da corrente litorânea observada em três trechos na praia de Jaconé, pode-se observar uma variabilidade espacial na velocidade média, tanto no verão quanto no inverno. A distribuição da velocidade média da corrente litorânea apresentou alternância entre trechos mais intensos e outros menos intensos. Este comportamento pode estar relacionado à formação de outras correntes como, por exemplo, corrente de retorno, ocasionada por diferenças de altura de onda e conseqüentemente nível médio (*set-up*). A presença frequente de correntes de retorno é relatada em trabalhos pretéritos na área (Pinto, 2018; Pinto et al. 2015).

A distribuição da velocidade média da corrente litorânea foi a mesma para os dois períodos estudados, embora com velocidades mais intensas durante o período de inverno, atingindo cerca de 0,5 m/s, principalmente próximo ao trecho central. Neste período ocorre passagem de sistemas frontais com mais frequência, gerando ondas com alturas significativas acima dos 3 metros, oriundo de SSW. Ao passo que no verão, a velocidade da corrente média atingiu 0,3 m/s, aproximadamente.

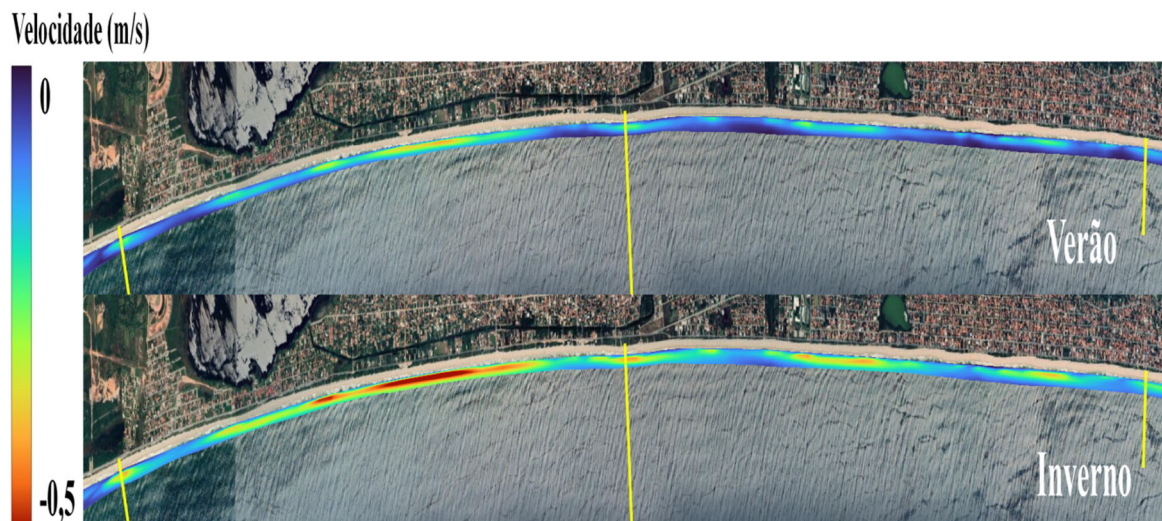


Figura III-24 – Distribuição da velocidade média da corrente litorânea dentro da zona de surfe na praia de Jaconé durante o inverno e verão do ano de 2018. Valores negativos indicam direção para o leste e positivos para o oeste. Os perfis de praia utilizados foram indicados como referência.

Na praia de Caraguatatuba, a distribuição da velocidade média da corrente litorânea (Figura III-25) seguiu o mesmo padrão em ambos períodos, com velocidades mais intensas durante os meses relativo ao inverno, atingindo cerca de 0,1 m/s. A corrente média mostrou fluxo para norte no trecho mais ao sul, com velocidade média próxima de 0,1 m/s, e para sul no trecho mais ao norte com velocidades de 0,01 m/s, aproximadamente.

Como mencionado, existem diferenças nos resultados de magnitudes das correntes em cada praia. A diferença de velocidade obtida pelos modelos entre as duas praias é determinada principalmente pelas características morfológicas, refletidas no caráter refletivo da praia de Jaconé e dispersivo da praia de Caraguatatuba.

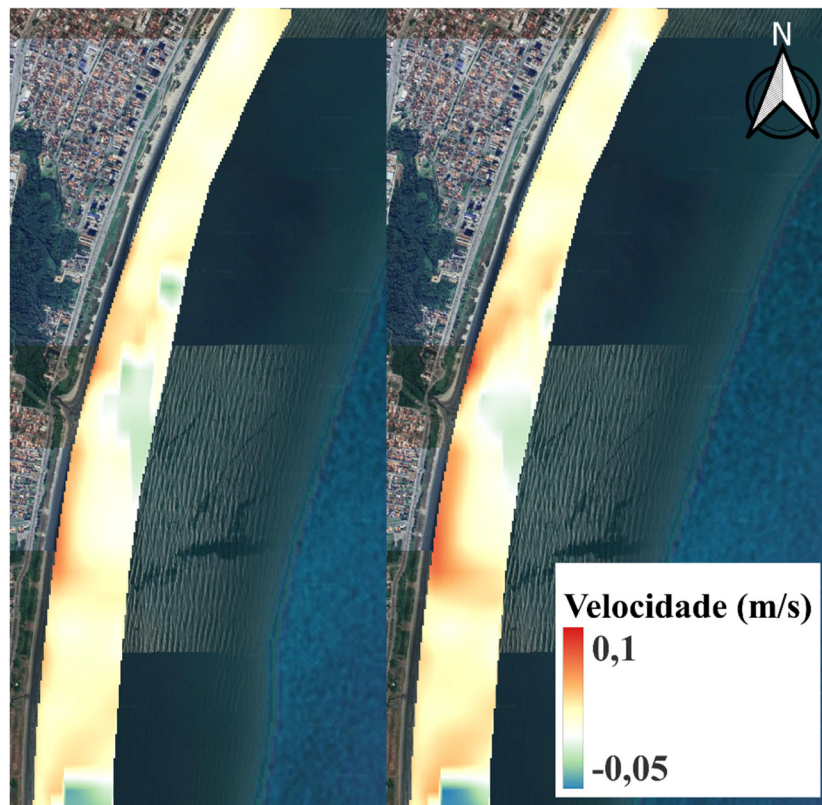


Figura III-25 – Distribuição da velocidade média da corrente litorânea na praia de Caraguatatuba durante o inverno e verão do ano de 2018. Valores negativos indicam direção para o sul e positivos para o norte. Os perfis de praia utilizados foram indicados como referência.

III.4 Conclusões

Neste capítulo foi realizada uma caracterização das correntes litorânea

como complemento da descrição do clima de ondas na Bacia de Santos. Esta caracterização foi realizada em dois sistemas costeiros da Bacia de Santos, as praias de Caraguatatuba (SP) e Jaconé (RJ), considerando os resultados de dois modelos, um numérico e outro analítico/paramétrico, para o cálculo das correntes litorâneas.

O modelo paramétrico, apesar das limitações intrínsecas tanto na representação da propagação das ondas, quanto na influência da mistura/turbulência na determinação dos valores máximos de correntes, apresentou uma boa aplicabilidade. Foi fundamental na investigação sobre a geração, o comportamento e variabilidade temporal da corrente litorânea em perfis específicos, representativos de cada setor das praias em estudo. Também, permitiu o cálculo de estatísticas visando determinar as correntes de deriva dominantes em cada setor de praia. Finalmente, foi fundamental para a validação, frente à ausência de dados de correntes *in situ*, da ordem de magnitude dos resultados obtidos com o uso do modelo numérico, ferramenta de maior complexidade, principalmente na região costeira.

Os resultados obtidos pelo modelo paramétrico foram dependentes das características de cada praia, quanto a sua morfologia (inclinação, azimute) e características granulométricas. Isto se viu refletido nos valores de mistura utilizados para a comparação com o modelo numérico. Maiores misturas foram incorporadas na praia com perfil refletivo (Jaconé) quando comparada à mistura nula ou desprezível para o caso dos perfis dissipativos (Caraguatatuba). Em ambas as praias foram obtidas relações diretas entre as máximas velocidades de deriva e a direção e esbeltez (relação entre a altura e o comprimento - H/L) das ondas.

O uso do modelo numérico favoreceu a uma abordagem mais ampla espacialmente sobre a distribuição das correntes de deriva e evidenciando maior variabilidade das correntes, tanto devida às complexidades na batimetria da região costeira, quanto aos efeitos não considerados no modelo paramétrico, como presença de correntes de retorno e/ou células de circulação. Também, o uso da modelagem permitiu resolver melhor a propagação das ondas em cada sistema, utilizando uma técnica de

downscaling, desde grades globais/regionais (WAVEWATCH III) e de propagação em águas rasas (SWAN), até o modelo costeiro hidrodinâmico com ondas (DELFT), para finalmente a caracterização das correntes de deriva.

Os resultados da modelagem numérica, validados conceitualmente e pela comparação com o modelo paramétrico, permitiram a caracterização das correntes de deriva para condições médias dos cenários de ondas selecionados. Na praia de Jaconé, para os cenários de inverno e verão, a velocidade média da corrente litorânea apresentou sentido preferencial para leste com alternância entre trechos mais intensos (com velocidades máximas em torno de 0,5 m/s e 0,3 m/s para inverno e verão, respectivamente) e menos intensos. Este comportamento pode estar relacionado à formação de outras correntes como, por exemplo, correntes de retorno já relatadas na literatura. No período de inverno as máximas velocidades estiveram associadas à passagem de sistemas frontais com mais frequência, gerando ondas com alturas significativas acima dos 3 metros, oriundo de SSW. Ao passo que no verão, as máximas velocidades estiveram associadas a ondas menores (de bom tempo), entre 1 e 1,5 m e direção S/SE. Só foi registrada inversão das correntes, comparado à direção média ou residual para leste, durante períodos com exclusividade de ondas com direção SE. Na praia de Caraguatatuba, a distribuição da velocidade média da corrente litorânea seguiu o mesmo padrão em ambos os períodos (inverno e verão), com velocidades mais intensas durante os meses relativos ao inverno, atingindo máximas velocidades de 0,1 m/s. A corrente média ou residual mostrou fluxo para norte no trecho mais ao sul, e para sul no trecho mais ao norte. Ainda que com intensidade da corrente pouco intensa, este comportamento cria uma zona de confluência na porção central da praia, mostrando a existência de duas células de recirculação, como já havia sido apontado na literatura.

A diferença entre as magnitudes de velocidades de deriva obtidas pelos modelos nas duas praias foi determinada principalmente pelas características morfológicas, refletidas no caráter refletivo da praia de Jaconé e dispersivo da praia de Caraguatatuba. Também, cabe ressaltar que a diferença no clima de ondas entre as duas praias reforça suas principais características quanto à

exposição à energia dos eventos meteorológicos, evidenciando maior exposição na praia de Jaconé e apresentando características mais abrigadas na praia de Caraguatatuba. Independente do período usado nos estudos é evidente que existe uma grande variabilidade em escala temporal de poucos dias no clima de ondas e conseqüentemente nas correntes de deriva. Portanto, as condições do Estado do Mar na região próxima à costa, por vezes, permanecem atuantes por pouco tempo, evidenciando a dinâmica do sistema praial, que responde rapidamente à energia do clima de ondas vigente.

III.5 Referências

- A D Reniers. 1999. "Longshore Current Dynamic." Delft Technical University.
- Albino, Jacqueline, and Kenitiro Suguio. 2010. "Sedimentation Processes and Beach Morphodynamics Active at the Doce River Mouth, Espírito Santo State, Brazil." *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 82(4): 1031–44.
- Allen, James R. 1974. "Empirical Models of Longshore Currents." *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 56(3/4): 237–40.
- Allender, J. H., and J. D. Ditmars. 1981. "Field Measurements of Longshore Currents on a Barred Beach." *Coastal Engineering* 5(C): 295–309.
- Battjes, J. A., and J. P. F. M. Janssen. 1978. "Energy Loss and Set-up Due to Breaking in Random Waves." In *Proc. 16th Coastal Engineering Conference*, Hamburg, Germany, 569–87.
- Bosboom, Judith, and Marcel J F Stive. 2021. *Coastal Dynamics*.
- CERC. 1984. II Shore protection manual. Waterways Experiment Station, US Army Corps of Engineers *Shore Protection Manual*.
- Chen, Qin et al. 2003. "Boussinesq Modeling of Longshore Currents." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108(11): 1–18.
- Choi, Junwoo, and Sung Bum Yoon. 2011. "Numerical Simulation of Nearshore Circulation on Field Topography under Random Wave Environment." *Coastal Engineering* 58(5): 395–408. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.12.002>.
- Cruz, O, Kenitiro Suguio, and B. B. Eichler. 1985. "Sedimentação Acelerada de Pontais e Barras Arenosos Na Enseada de Caraguatatuba, SP: Causas Naturais e Artificiais." *Boletim do Instituto Oceanográfico* 33(1): 39–53.
- Deltares. 2004. *Delft3D-Flow., Simulation of Multi-Dimensional Hydrodynamic Flows and Transport Phenomena, Including Sediments. User Manual*.
- Farinaccio, Alessandro, and MG Tessler. 2006. "Dinâmica De Sedimentação Atual Na Ponta Do Camaroeiro, Porção Norte Da Enseada De Caraguatatuba, Sp." *Geosciências* 25(3): 331–44.

- <http://www.periodicos.rc.biblioteca.unesp.br/index.php/geociencias/article/viewArticle/455>.
- Haas, Kevin A., and John C. Warner. 2009. "Comparing a Quasi-3D to a Full 3D Nearshore Circulation Model: SHORECIRC and ROMS." *Ocean Modelling* 26(1–2): 91–103. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.09.003>.
- Hubertz, Jon M. 1986. "Observations of Local Wind Effects on Longshore Currents." *Coastal Engineering* 10(3): 275–88.
- Jung, Gabriela Bueno. 2011. "Longshore Current Vertical Profile on a Dissipative Beach." *Revista Brasileira de Geofísica* 29(4): 691–702.
- Komar, P.D. 1976. *Beach Processes and Sedimentation, Englewood Cliffs (New Jersey)*. Prentice-Hall.
- Komar, Paul D., and Michael K Gaughan. 1972. "Airy Wave Theory and Breaker Height Prediction." *Coastal Engineering*: 405–18.
- Kumar, Nirnimesh, George Voulgaris, and John Warner. 2011. "Measurements and Three-Dimensional Modeling of Nearshore Circulation on a South Carolina Beach." *Shore & Beach* 79(2): 9–18.
- Lesser, G R et al. 2004. "Development and Validation of a Three-Dimensional Morphological Model." *Coastal Engineering* 51(8–9): 883–915.
- Longuet-Higgins, M. S. 1970b. "Longshore Currents Generated by Obliquely Incident Sea Waves, 2." *Journal of Geophysical Research* 75(33): 6790–6801.
- . 1970a. "Longshore Currents Generated by Obliquely Incident Sea Waves: 1." *J Geophys Res* 75(33): 6778–89.
- Muehe, Dieter. 1979a. "Sedimentology and Topography of a High Energy Coastal Environment between Rio de Janeiro and Cabo Frio, Brazil." *Anais Academia Brasileira de Ciência* 51(3)(January 1979): 473–81.
- . 1979b. "Topography and Sedimentology of a High Energy Coastal Environment Between Rio de Janeiro and Cabo Frio - Brazil." *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 51(1): 473–81.
- . 2019. "Pós-Praia Não Deve Ser Traduzido Como Backshore – Uma Revisão Da Terminologia Brasileira Do Sistema Praia – Antepraia." *Quaternary and Environmental Geosciences* 10(1): 40–43.
- PETROBRAS. 2020b. *PROGRAMA DE MONITORAMENTO DE MORFODINÂMICA COSTEIRA NA PRAIA DAS PALMEIRAS EM CARAGUATATUBA, SP: JUNHO/2010 A MAIO/2011*.
- . 2020a. *PROGRAMA DE MONITORAMENTO DE MORFODINÂMICA COSTEIRA NA PRAIA DE JACONÉ, RJ: 2018*.
- Pinto, Valéria Cristina Silva. 2018. "Caracterização Morfológica e Sedimentar Da Planície Costeira e Vulnerabilidade Do Litoral de Jacaré-Saquara (RJ) Às Ondas de Tempestade." Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
- Pinto, Valéria Cristina Silva, André Luiz Carvalho da Silva, and Camila da Silva Faria.

2017. "DINÂMICA SAZONAL DO ARCO PRAIAL DE JACONÉ-SAQUAREMA (RJ) ENTRE OS ANOS DE 2012 E 2016." In *I Congresso Nacional de Geografia Física*, Campinas - SP, 2819–29.
- Pinto, Valéria Cristina Silva, André Luiz Carvalho da Silva, Carolina Pereira Silvestre, and Raphael Viana Marinho Antonio. 2015. "Ambiente Praial e a Influência Do Arenito de Praia Na Distribuição Dos Sedimentos Em Jaconé (Maricá, RJ)." *XVI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada* (June): 1618–25.
- Ren, Chunping, Zhili Zou, and Dahong Qiu. 2012. "Experimental Study of the Instabilities of Alongshore Currents on Plane Beaches." *Coastal Engineering* 59(1): 72–89. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2011.07.004>.
- van Rijn, L. C. 1993. "Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas." *Geology*.
- Rusu, Eugen, Daniel Conley, and Emanuel Ferreira-coelho. 2008. "A Hybrid Framework for Predicting Waves and Longshore Currents." *Journal of Marine Systems* 69: 59–73.
- Sherman, D. J. 1988. "Empirical Evaluation of Longshore-Current Models." *Geographical Review* 78(2): 158–68.
- Siswanto, Aries Dwi. 2015. "Longshore Current Characteristics in Madura Strait." *Procedia Environmental Sciences* 23(Ictcred 2014): 34–38.
- Souza, C.R.G. 1997. "As Células de Deriva Litorânea e a Erosão Nas Praias Do Estado de São Paulo."
- Souza, C.R.G. 1990. "Considerações Sobre Os Processos Sedimentares Quaternários e Atuais Na Região de Caraguatatuba, Litoral Norte Do Estado de São Paulo." Universidade de São Paulo.
- Souza, C.R.G. 2001. "Coastal Erosion Risk Assessment, Shoreline Retreat Rates and Causes of Coastal Erosion Along the State of São Paulo Coast, Brazil." *Revista Pesquisas em Geociências* 28(2): 459–74.
- Tessler, Moysés Gonzalez, Samara Cazzoli Y Goya, Pablo Sierra Yoshikawa, and Shanty Navarro Hurtado. 2006. "Erosão e Progradação Do Litoral Brasileiro: São Paulo." In *Erosão e Progradação No Litoral Brasileiro*.,.
- Thiébot, J. et al. 2012. "The Influence of Wave Direction on the Morphological Response of a Double Sandbar System." *Continental Shelf Research* 32: 71–85.
- Wang, Yan, and Zhili Zou. 2015. "An Experimental and Numerical Study of Bimodal Velocity pro Fi Le of Longshore Currents over Mild-Slope Barred Beaches." *Ocean Engineering* 106: 415–23.
- Weggel, J. Richard. 1972. "Maximum Breaker Height for Desing." *Coastal Engineering*: 419–32.
- Zhang, Rong, Marcel Zijlema, and Marcel J.F. Stive. 2018. "Laboratory Validation of SWASH Longshore Current Modelling." *Coastal Engineering* 142(September): 95–105. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2018.10.005>.
- Zhen-wei, Zhang, and Z O U Zhi-li. 2012. "Vertical DISTRIBUTION OF LONGSHORE

CURRENTS OVER PLANE AND BARRED BEACHES *." *Journal of Hydrodynamics* 24(5): 718–28.

Caracterização da oceanografia física do talude continental e região oceânica da Bacia de Santos

Capítulo IV

Revisão 01

Dezembro/2022

IV. CARACTERIZAÇÃO DA OCEANOGRAFIA FÍSICA DO TALUDE CONTINENTAL E REGIÃO OCEÂNICA DA BACIA DE SANTOS

IV.1. Massas de Água

A região sudoeste do Atlântico Sul, e consequentemente a BS, é composta por um empilhamento vertical de diferentes massas de água (Tabela IV-1). Para a região de estudo, nossa análise considerou os primeiros 3500 m de coluna d'água, onde são encontradas a Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Circumpolar Superior (ACS), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e Água Circumpolar Inferior (ACI). É possível identificar, fora dos limites da BS, a Água de Fundo Antártica (AFA), que é mais profunda que as subdivisões supracitadas. É importante destacar que as massas de água são formadas em diferentes regiões do oceano e transportadas pelas correntes oceânicas, ampliando assim a sua distribuição geográfica (Talley et al., 2011). Em decorrência dos processos de mistura lateral e vertical, as profundidades típicas das massas de água, onde há o equilíbrio hidrostático, variam dependendo da região e do ajustamento geostrófico das correntes. Desse modo, torna-se necessário avançarmos para uma caracterização regional da distribuição das massas de água na BS.

Para assim caracterizá-las, fizemos o uso de 178 perfis de CTD (do inglês, Conductivity Temperature Depth, modelo SBE 911 plus) obtidos ao longo de quatro cruzeiros oceanográficos realizados no escopo do PCR-BS (Tabela IV-2). Os perfis de CTD foram processados, promediados a cada metro e suavizados usando um filtro tipo Hanning.

As massas de água possuem características hidroquímicas próprias, como a temperatura conservativa, salinidade absoluta e a densidade neutra, obtida em função das propriedades anteriores e da posição vertical e horizontal de cada observação (Jackett e McDougall, 1997). Essas variáveis podem ser utilizadas de maneira quantitativa para a classificação de cada massa de água. Dentre as grandezas citadas, a densidade neutra apresenta o uso mais vantajoso, pois, além de apresentar maior precisão, parcelas de água quando advectadas, tendem a se manter sobre as mesmas superfícies de densidade neutra ao longo de toda a extensão das bacias oceânicas. Dessa forma, utilizamos os valores de densidade neutra (Valla et al., 2018, Tabela IV-1) como principal referencial para identificar os limites das massas de água.

Há apenas uma exceção aos padrões utilizados para a categorização das massas de água relacionada à AT, pois esta não é considerada termodinamicamente uma massa de água do ponto de vista estrito. Isto é devido ao fato da AT ocupar a porção superior dos oceanos e, conseqüentemente, suas propriedades serem alteradas por fluxos ar-mar, resultando em variabilidades temporais e espaciais de suas propriedades. Tendo em vista essas particularidades, a isopicnal neutra limítrofe da interface AT-ACAS precisou ser readequada para a BS com base nos critérios termohalinos descritos por Silveira et al. (2000). Assim, com base na análise dos quatro cruzeiros do PCR-BS, o valor estimado para essa interface foi de 25,85 kg m⁻³ (Tabela IV-1).

Tabela IV-1 - Faixas de densidade neutra (em kg m⁻³) das massas de água encontradas no Atlântico Sul de acordo com Valla et al. (2018). O limite da Água Tropical foi revisado com base nos Cruzeiros do PCR-BS para o presente estudo.

Massa d'água	Isopicnais neutras limítrofes (kg m ⁻³)
Água Tropical (AT)	< 25,85
Água Central do Atlântico Sul (ACAS)	25,85 - 27,10
Água Intermediária Antártica (AIA)	27,10 - 27,60
Água Circumpolar Superior (ACS)	27,60 - 27,90
Água Profunda do Atlântico Norte (APAN)	27,90 - 28,10
Água Circumpolar Inferior (ACI)	28,10 - 28,27
Água de Fundo Antártica (AFA)	> 28,27

Tabela IV-2 - Período de realização das pernadas correspondentes aos cruzeiros oceanográficos realizados no escopo do PCR-BS sobre o talude continental e região oceânica. Os cruzeiros realizados em 2019 ocorreram durante o inverno e os demais durante o verão do Hemisfério Sul.

SANSED 2019	
Cruzeiro	Período
Pernada 1	11/06/2019 – 23/06/2019
Pernada 2	26/06/2019 – 07/07/2019
Pernada 3	11/07/2019 – 22/07/2019
Pernada 4	23/07/2019 – 03/08/2019

SANAGU 2019	
Cruzeiro	Período
Pernada 1	03/08/2019 – 17/08/2019
Pernada 2	20/08/2019 – 31/08/2019
Pernada 3	01/09/2019 – 14/09/2019
Pernada 4	15/09/2019 – 29/09/2019
Pernada 5	30/09/2019 – 13/10/2019
Pernada 6	15/10/2019 – 28/10/2019

SANSED 2021	
Cruzeiro	Período
Pernada 7 (Etapa 1) ¹	17/02/2021 – 23/02/2021
Pernada 7 (Etapa 2) ¹	02/03/2021 – 13/03/2021
Pernada 8	16/03/2021 – 02/04/2021

SANAGU 2021–2022	
Cruzeiro	Período

Pernada 8	08/12/2021 – 22/12/2021
Pernada 9	22/12/2021 – 05/01/2022
Pernada 11	22/01/2022 – 01/02/2022
Pernada 12	01/02/2022 – 15/02/2022
Pernada 13	16/02/2022 – 01/03/2022
Pernada 14	01/03/2022 – 15/03/2022
Pernada 15	16/03/2022 – 30/03/2022

¹ Etapa realizada apenas sobre o talude continental e região oceânica.

O empilhamento das cinco massas de água amostradas pelos cruzeiros do PCR-BS varia de forma pouco expressiva entre os limites norte e sul da BS (Figura IV:1). Observamos que no sentido perpendicular à orientação batimétrica, as isopicnais que marcam os limites das massas de água são praticamente horizontais tanto na radial mais ao sul (radial A, Figura IV:1A), quanto na mais ao norte (H, Figura IV:1B) do Cruzeiro SANSED 2021, sobre o talude continental e região oceânica. A variação da espessura se deve principalmente ao soerguimento e afundamento das águas em virtude da presença das correntes de contorno oeste, formação de meandros e à chegada de vórtices de origem remota.

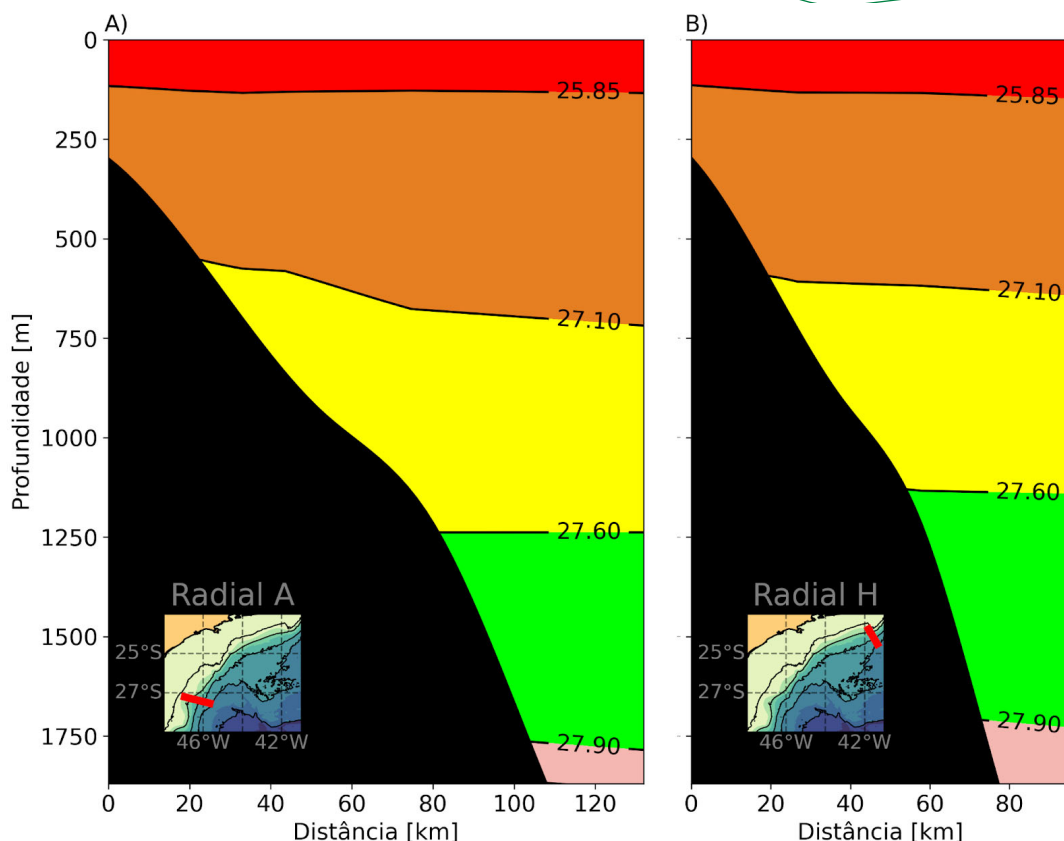


Figura IV:1 - Empilhamento vertical das massas de água ao sul da Bacia de Santos (A) Radial A e ao norte (B) Radial H. O esquema de cores representa as massas de água amostradas pelo Cruzeiro SANSED 2021 limitadas pelas isopicnais em preto de acordo com Valla et al. (2018): Água Tropical (vermelho), Água Central do Atlântico Sul (laranja), Água Intermediária Antártica (amarelo), Água Circumpolar Superior (verde) e Água Profunda do Atlântico Norte (rosa).

A AT está posicionada tipicamente entre a superfície até cerca de 130 m, ocupando em média aproximadamente 9% da coluna d'água (Tabela IV-3), onde são encontrados os maiores valores médios de temperatura (23,13 °C) e de salinidade (36,98 g kg⁻¹). O ciclo sazonal afeta diretamente a coluna d'água nos primeiros 100 m e é por essa razão que no verão a temperatura média de 23,7 °C é cerca de 1 °C maior que no inverno. Já a salinidade é cerca de 0,4 g kg⁻¹ menor no verão, se comparada com a média no inverno.

A AT está diretamente relacionada à camada de mistura. Essa camada possui propriedades físicas quase uniformes em sua extensão vertical, atuando como uma interface entre a atmosfera e o interior do oceano e modulando a troca entre ambos (de Boyer Montégut et al., 2004; Holte e Talley, 2009). Aqui estabelecemos que a camada de mistura se estende até a profundidade onde a densidade neutra é 0,125 kg m⁻³ maior que em superfície. Ao aplicarmos esse critério, observamos que no verão a espessura média é de

30,3 m, mais rasa que no inverno, quando apresenta extensão média de 73,3 m. Esse resultado é consistente com os cenários observados tanto no verão quanto no inverno, sendo que a variação da camada de mistura é diretamente influenciada pelo ciclo sazonal. Durante o verão, a AT é mais quente e os ventos que incidem sobre a superfície do oceano são relativamente fracos, tornando a camada de mistura mais estratificada e menos espessa. No inverno, a camada superficial perde mais calor para a atmosfera, os ventos são relativamente mais fortes em latitudes médias, resultando em um processo convectivo mais intenso e uma camada da mistura mais espessa (Kara et al., 2003).

Tabela IV-3 - Temperatura média (T), Salinidade média (S), Profundidade máxima média (P) e Porcentagem (%) das massas de água dos perfis de CTD observados pelos Cruzeiros do PCR-BS no talude continental e região oceânica.

Massa d'água	T	S	Pmax	%
AT	23,13 ± 2,02	36,98 ± 0,27	133,0 ± 36,0	8,97
ACAS	12,98 ± 3,16	35,42 ± 0,45	575,7 ± 98,3	30,49
AIA	4,83 ± 1,19	34,56 ± 0,06	1097,8 ± 168,7	26,57
ACS	3,60 ± 0,19	34,88 ± 0,14	1743,0 ± 216,1	23,76
APAN	3,40 ± 0,29	35,11 ± 0,01	2185,1 ± 195,1	10,20

A ACAS é a massa de água mais abundante nos perfis analisados e ocupa a porção da coluna d'água sob a AT até 575,7 m, em média (Tabela IV-3). Também possui as maiores amplitudes de temperatura e salinidade, sendo diretamente relacionadas à pycnoclina permanente. Na Figura IV:2, podemos observar que a distribuição de suas variáveis é apresentada como uma reta no plano T-S. Esse arranjo é bastante característico de águas centrais no Hemisfério Sul, cuja origem é o afundamento das águas na região de Convergência Subtropical (Tomczak e Godfrey, 2003). Em média, a temperatura da ACAS é de 12,98 °C e a salinidade é de 35,42 g kg⁻¹ (Tabela IV-3).

Sobre a AIA, temos que uma das propriedades mais perceptíveis é o mínimo de salinidade na coluna d'água (Figura IV:2) (Reid et al., 1977). Em

média, o valor obtido pelos cruzeiros do PCR-BS é de 34,56 g kg⁻¹ de salinidade, sendo o menor valor médio dentre as massas de água observadas nos perfis avaliados. A AIA se localiza abaixo da ACAS até profundidade média de 1097,8 m, com temperatura média de 4,83 °C (Tabela IV-3).

A ACS é uma massa de água relativamente fria, que surge da mistura da APAN ressurgida com águas da Corrente Circumpolar Antártica (Reid et al., 1977). É encontrada até em média 1743,0 m com temperatura média de 3,60 °C e salinidade média de 34,88 g kg⁻¹ (Tabela IV-3). Já a APAN, que possui relação direta com a origem da ACS, é caracterizada por um segundo máximo de salinidade e de oxigênio na coluna d'água (Figuras IV:2 e IV:3). Essa massa de água é transportada para a BS conservando as propriedades de sua formação no Atlântico Norte (Schott et al., 2005) e representa pouco mais de 10% dos dados amostrados. Em termos médios, a APAN atinge cerca de 2185 m, e possui temperatura de 3,40 °C e salinidade de 35,11 g kg⁻¹ (Tabela IV-3).

Ao avaliarmos o diagrama T-S na Figura IV:2, observamos a distribuição das propriedades como uma curva em forma de “S invertido”, típica do Atlântico Sul. Porém, isso não nos permite visualmente identificar características notáveis das águas intermediárias e profundas. Portanto, torna-se aqui ilustrativo o uso de propriedades hidroquímicas de natureza semi-conservativa. Dessa forma, complementamos a análise desta seção com o método qualitativo proposto por Zemba (1991), em que a variação de densidade potencial referenciada em 2000 m (σ_2) é analisada em função do oxigênio dissolvido (ml l⁻¹). Para ilustrar estas análises, foram escolhidas as estações do Cruzeiro SANAGU-2019: B8, ao sul da BS; E8 na porção central e; H6 ao norte da BS (Figura IV:3). No eixo de σ_2 , a curva de oxigênio dissolvido é praticamente constante nas menores densidades. Na interface ACAS-AIA, a inclinação aumenta até atingir um máximo no domínio da AIA, indicando sua riqueza relativa de oxigênio dissolvido na coluna d'água, visível principalmente nas estações B8 e E8. Observa-se aqui uma característica notável da ACS, que é a baixa concentração de oxigênio relativamente à AIA, observada pelo mínimo local nas três curvas da Figura IV:3.

Uma vez descrita a composição e estruturas das massas de água na BS, iremos descrever nas seções seguintes as CCOs que as transportam, assim como os meandros e vórtices de mesoescala, que como outrora citado, são os principais responsáveis pelo deslocamento vertical das massas de água.

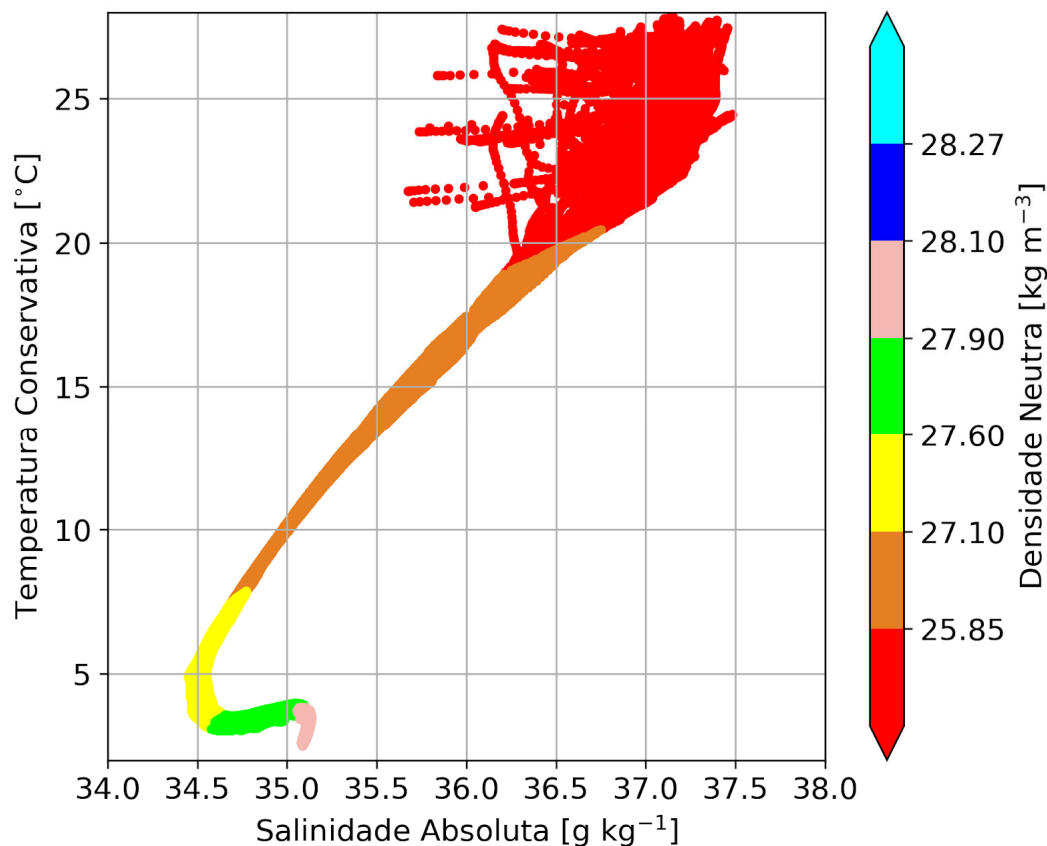


Figura IV:2 - Diagrama T-S Espalhado dos perfis de CTD observados pelos Cruzeiros do PCR-BS em águas profundas. A barra de cores representa os intervalos de densidade neutra correspondentes às massas de água encontradas no Atlântico Sul de acordo com Valla et al. (2018): Água Tropical (vermelho), Água Central do Atlântico Sul (laranja), Água Intermediária Antártica (amarelo), Água Circumpolar Superior (verde) e Água Profunda do Atlântico Norte (rosa). O limite da Água Tropical foi revisado com base nos Cruzeiros do PCR-BS para o presente estudo.

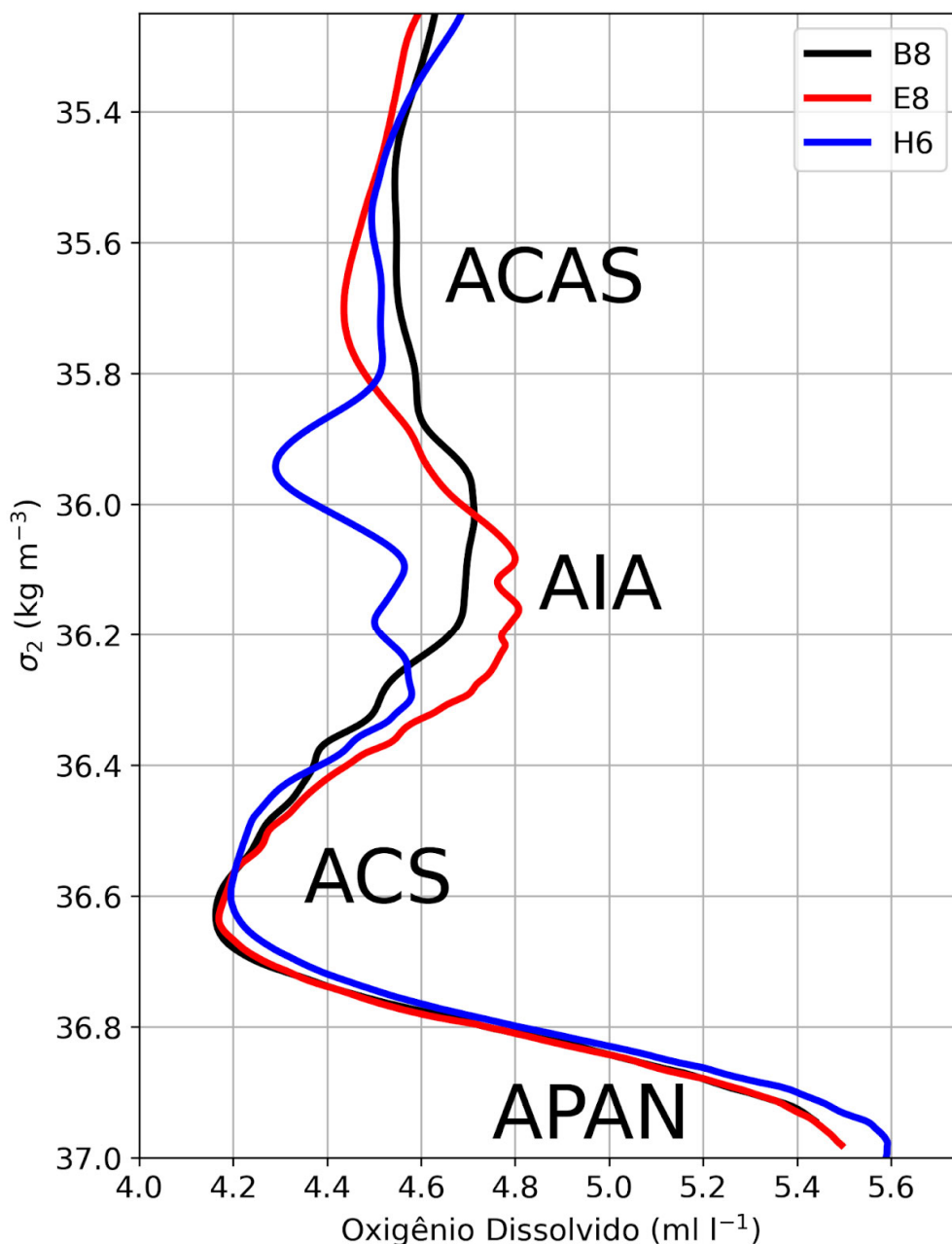


Figura IV:3 - Comparação entre massas de água profundas e intermediárias na Baía de Santos do oxigênio dissolvido ao longo da variação de densidade potencial (σ_2). As linhas preta, vermelha e azul representam as estações B8 (45,65°W- 27,05°S); E8 (43,50°W-26,53°S) e; H6 (41,35°W-24.52°S) do Cruzeiro SANAGU 2019 respectivamente. As siglas indicam o domínio das massas de água: ACAS (Água Central do Atlântico Sul), AIA (Água Intermediária Antártica), ACS (Água circumpolar Superior) e APAN (Água Profunda do Atlântico Norte).

IV.2. Correntes de Contorno Oeste

As CCOs são jatos confinados que escoam no limite oeste das bacias oceânicas. Tais correntes podem ser subdivididas em duas categorias: as tropicais e as subtropicais, que estão diretamente relacionadas à região da BS. Como o nome sugere, as correntes subtropicais encontram-se no limite oeste dos giros subtropicais, e são responsáveis por carregar águas quentes em direção aos polos. Devido à esfericidade do planeta Terra, e a consequente variação do parâmetro de Coriolis ao longo das latitudes, essas correntes são também intensificadas em um processo descrito originalmente por Stommel (1948).

Ao largo da costa sudeste/sul brasileira, o ramo superior é composto majoritariamente pela Corrente do Brasil (CB), que ocupa aproximadamente os primeiros 500 m da coluna d'água. Abaixo, estão presentes a Corrente de Contorno Intermediária (CCI), que flui em níveis intermediários (500-1300 m), e a Corrente de Contorno Profunda (CCP), que se estende para profundidades superiores a 2000 m.

A CB escoam para sul, sobre porções externas da plataforma e talude continentais ao longo de toda a extensão da BS. Essa corrente transporta AT e ACAS, essa última em nível picnoclínico. Ao norte de 27-25°S, a CCI escoam para norte, em sentido oposto à CB, transportando AIA e ACS. A CCP é constituída de um fluxo para sul em níveis profundos ao longo de toda a BS, transportando majoritariamente APAN. Destaca-se que o PSP, que substitui a elevação continental e impõe gradientes mais suaves na margem continental, separa dinamicamente a CCP da CB e CCI na BS (Godoi, 2005). Esse complexo padrão de circulação origina-se a partir da bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE) junto à margem continental brasileira. A CSE flui em diferentes níveis de profundidade e seu padrão é caracterizado como um jato multi-bandas, atingindo a costa em diferentes latitudes (Luko et al., 2021) (Figura IV:4).

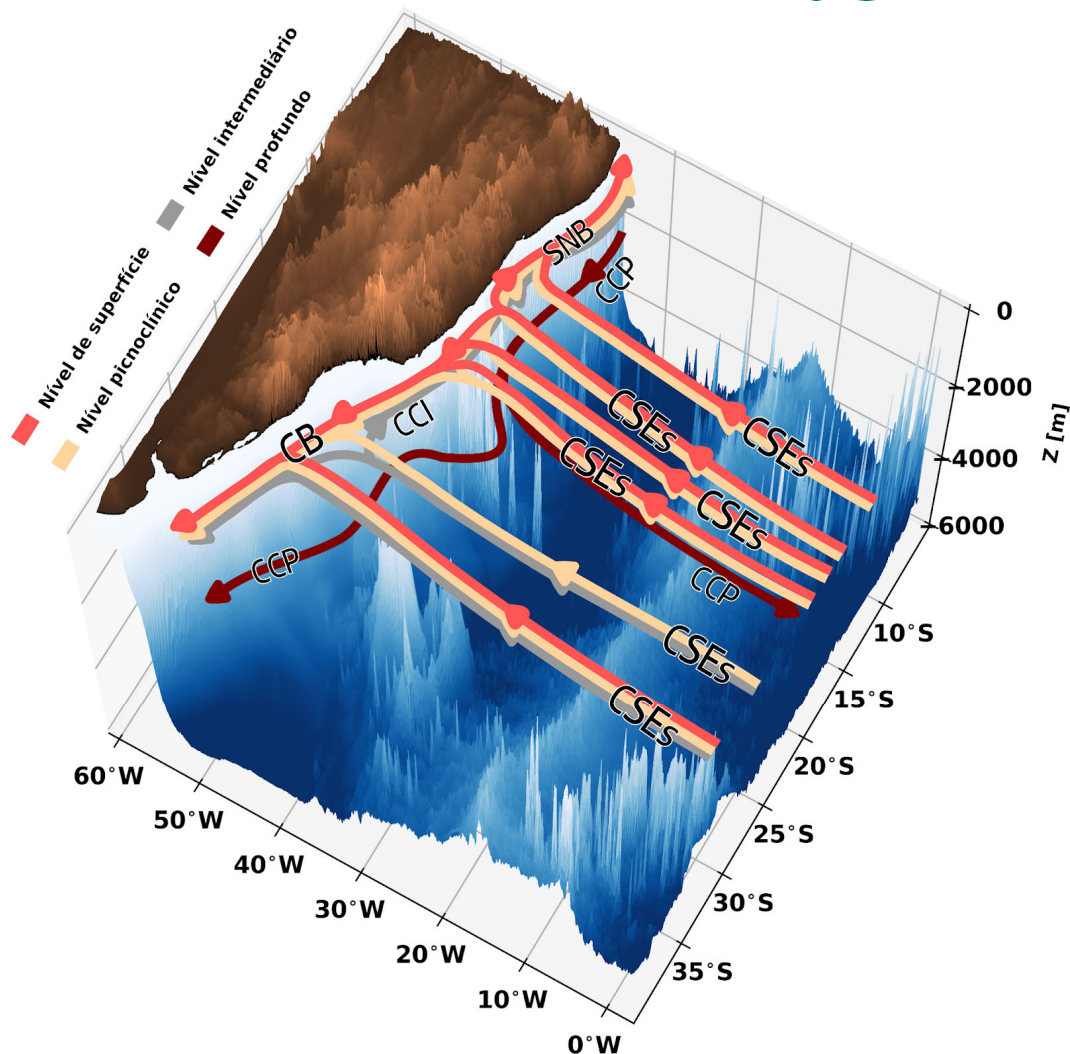


Figura IV:4 - Representação esquemática do sistema de correntes em diferentes níveis verticais na porção central e oeste do oceano Atlântico Sul, adaptado de Luko et al. (2021). As siglas CB, SNB, CCI, CCP e CSEs referem-se, respectivamente, à Corrente do Brasil, Subcorrente Norte do Brasil, Corrente de Contorno Intermediária, Corrente de Contorno Profunda e ramos da Corrente Sul Equatorial.

IV.2.1.A Corrente do Brasil

Comparativamente a outras CCOs, a CB é uma corrente rasa. Parte de seu escoamento ocorre sobre a plataforma continental externa, com o eixo da corrente aproximadamente sobre a isóbata de 1000 m (Figura IV:5). Entretanto, a CB é capaz de atingir porções mais internas da plataforma e mais externas do talude quando meandra, conforme inicialmente proposto por Campos et al. (1995) e, posteriormente, estudado por outros autores (e.g. Palóczy et al., 2016).

Ao adentrar na BS, a mudança de orientação da linha de costa na região de Cabo Frio (23°S), somado à inércia associada ao jato da corrente escoando para sul, fazem com que a CB meandre ao longo de seu eixo, em uma tentativa de conservar sua vorticidade potencial. Tal meandramento pode resultar em feições características da região, como o vórtice ciclônico de Cabo Frio (VCF), cuja assinatura pode ser observada na média climatológica de altimetria, entre as latitudes de 24°S e 25°S (Figura IV:5).

Padrões de correntes ao largo de Cabo Frio e Cabo de Santa Marta Grande foram observados durante aproximadamente um ano por linhas de fundeios correntográficos do programa WOCE (Müller et al., 1998). Foram observadas velocidades de correntes com importante variabilidade temporal. Müller et al. (1998) apontaram que em Cabo Frio a magnitude média máxima foi de cerca de 0,15 m s⁻¹. Este baixo valor pode ser atribuído ao limitado número de níveis de medições e à alta atividade vortical (Rocha et al., 2014). Já ao largo do Cabo de Santa Marta Grande a magnitude média de velocidade foi de 0,45 m s⁻¹. Rocha et al. (2014) analisaram séries temporais correntográficas em quatro localidades ao largo do Sudeste brasileiro (22-28°S). Os autores descrevem mudanças na estrutura vertical da CB, apontando que em média os 350 m superiores são ocupados em 22°S e há um espessamento em direção ao sul, atingindo cerca de 800 m em 27°S. Portanto, é no interior da BS que a CB experimenta suas maiores alterações de espessura, transporte e velocidades máximas.

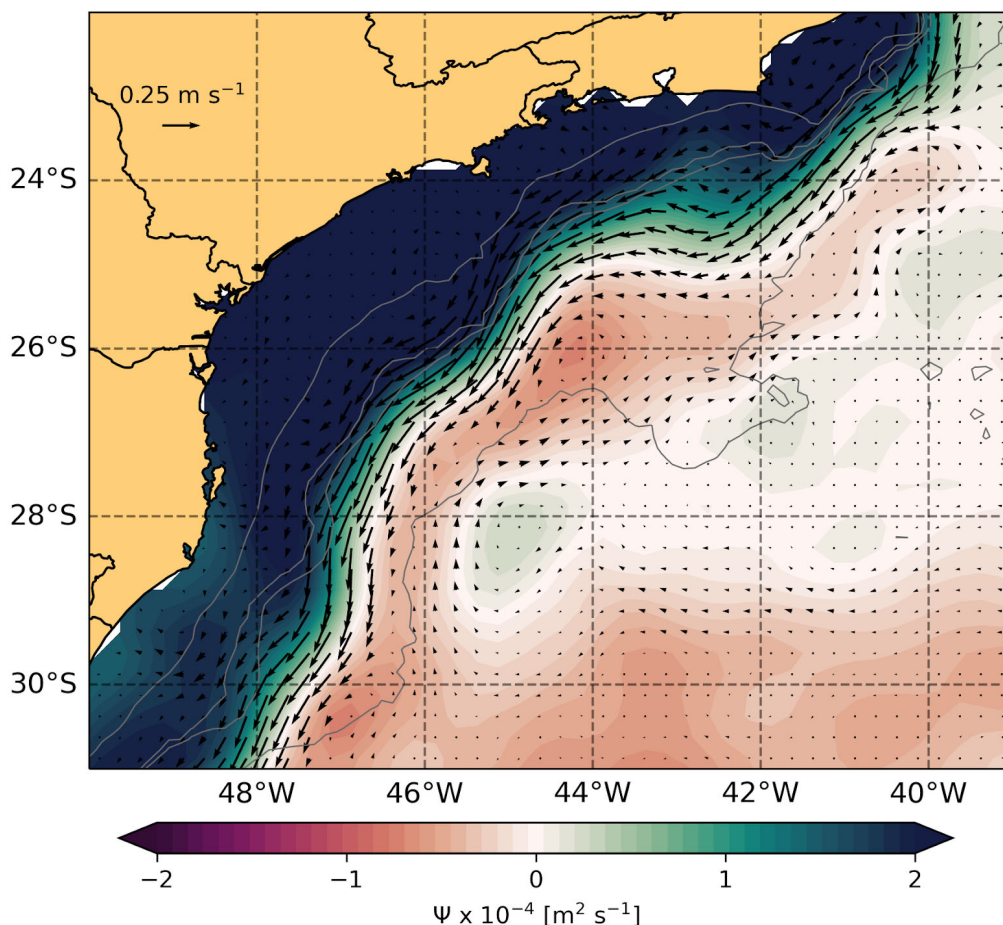


Figura IV:5 - Campo médio climatológico (1993 - 2019) da função de corrente (ψ) e vetores de correntes geostroficas a partir de dados altimétricos fornecidos pela CMEMS.

Tal caracterização vertical das correntes foi originalmente conduzida de modo a generalizar padrões complexos que podem ser obtidos em seções quase-sinóticas de velocidade geostrofica e disposições unidimensionais obtidas por linhas de fundeios correntográficos. No escopo do PCR-BS, revisitamos seções quase-sinóticas a partir de perfilagens de CTD e L-ADCP (do inglês, Lowered Acoustic Doppler Current Profilers) de 307 kHz do Experimento CERES (Célula de Recirculação da Corrente do Brasil na Baía de Santos). Esse esforço foi resultado do convênio entre PETROBRAS e Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (2007-2013) que consistiu em cruzeiros oceanográficos projetados para medir diretamente a CB e sua célula de recirculação (Belo, 2011; FUNDESPA, 2014). A Tabela IV-4 lista os cruzeiros do Experimento CERES utilizados no trabalho e o respectivo período.

Tabela IV-4 - Período de realização dos Cruzeiros do Experimento CERES (Belo, 2011; FUNDESPA, 2014).

Cruzeiro	Período
CERES III	06/05/2009-12/05/2009
CERES IV	08/06/2010-21/06/2010
CERES V	31/10/2013-23/11/2013

Examinemos a seção vertical elaborada a partir de perfilagens de L-ADCP no âmbito do cruzeiro CERES V, ao largo de Cabo Frio (Figura IV:6). Podemos observar uma CB rasa adentrando a BS com seu jato transportando 6,2 Sv e confinado essencialmente entre 500 e 600 m de coluna d’água. Nesse caso, as velocidades medidas no interior da corrente alcançam valores acima de 0,80 m s⁻¹. Por fim, observamos também, a partir da seção de densidade, a CB carregando tanto AT, quanto ACAS para o interior da BS.

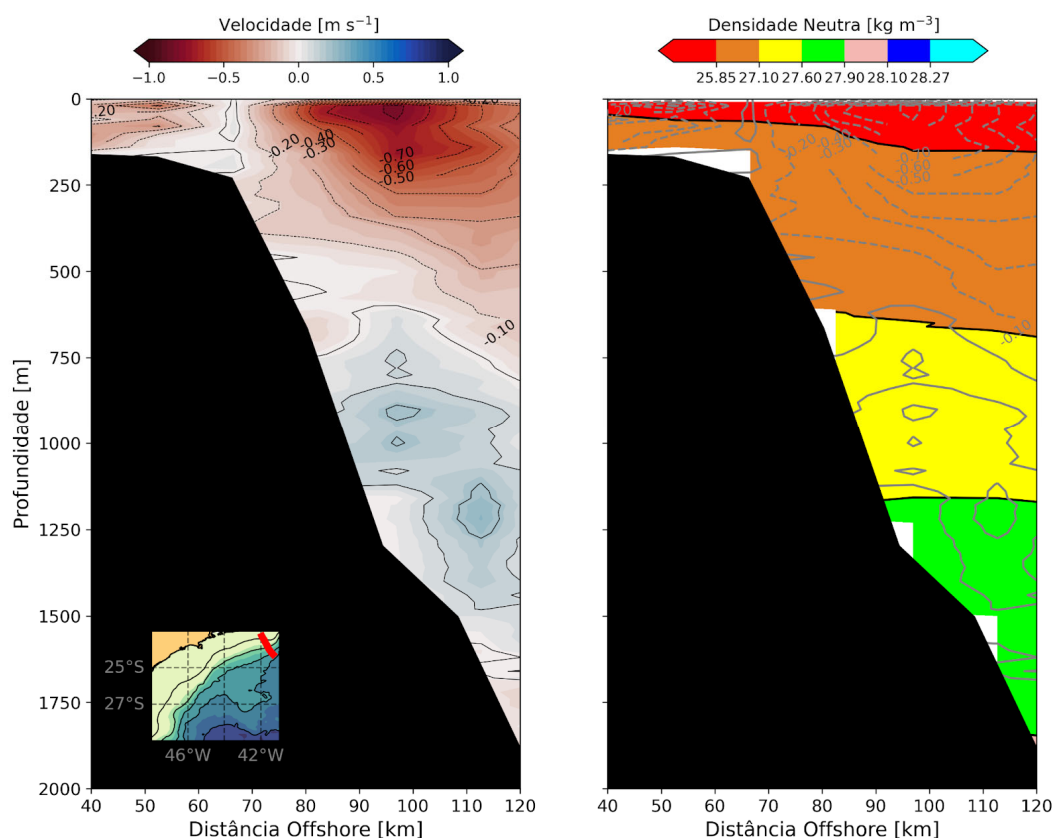


Figura IV:6 - Seção vertical de velocidade (esquerda) e densidade neutra (direita) obtida ao largo de Cabo Frio (próximo de 23°S) durante o cruzeiro CERES V. Esquema de cores similar ao da Figura IV:2.

Analisemos agora uma segunda seção transversal, dessa vez realizada a sudoeste do PSP, obtida no âmbito do cruzeiro CERES IV (Figura IV:7). Nesse caso, o jato da CB possui velocidades que ultrapassam $0,45 \text{ m s}^{-1}$, com um transporte de $5,3 \text{ Sv}$. Localizada sobre a porção mais interna do talude continental, a CB apresenta agora uma extensão vertical de aproximadamente 500 metros de profundidade e ainda é responsável pela advecção tanto da AT quanto da ACAS.

Por fim, observemos uma seção transversal realizada na porção austral da BS (Figura IV:8), em torno de $28,50\text{S}$ obtida através de VM-ADCP (do inglês, Vessel-Mounted Acoustic Doppler Current Profilers) de 38 kHz já durante os cruzeiros do PCR-BS, especificamente a radial A do Cruzeiro SANAGU 2021-2022 (15-16 de dezembro de 2021). Pelo campo de velocidade da Figura IV:8, notamos que a extensão vertical da CB ao sul é maior quando comparada à região de Cabo Frio (Figura IV:6). Ao sul a corrente ocupa mais de 1000 m de profundidade. Próximo à superfície, são encontradas velocidades superiores a $0,55 \text{ m s}^{-1}$, sendo o transporte da corrente nessa seção de $8,9 \text{ Sv}$, o maior entre as três radiais analisadas.

Essa intensificação de transporte e aprofundamento da CB na porção sul da BS se deve sobretudo à Bifurcação de Santos. Esta última feição tem origem na bifurcação da CSE mais ao sul, com núcleo de velocidade em níveis intermediários. O ramo sul da bifurcação alimentará o transporte da CB, em direção ao polo, enquanto o ramo norte dará origem à CCI (Rocha et al., 2014; Luko et al., 2021). Sendo assim, o escoamento associado à porção superior da AIA é incorporado à CB quando essa tem sua espessura vertical aumentada, tal qual visto na Figura IV:8, sendo isso acompanhado também por um aumento no transporte de volume (Garfield, 1990; Zemba, 1991; Legeais et al., 2013).

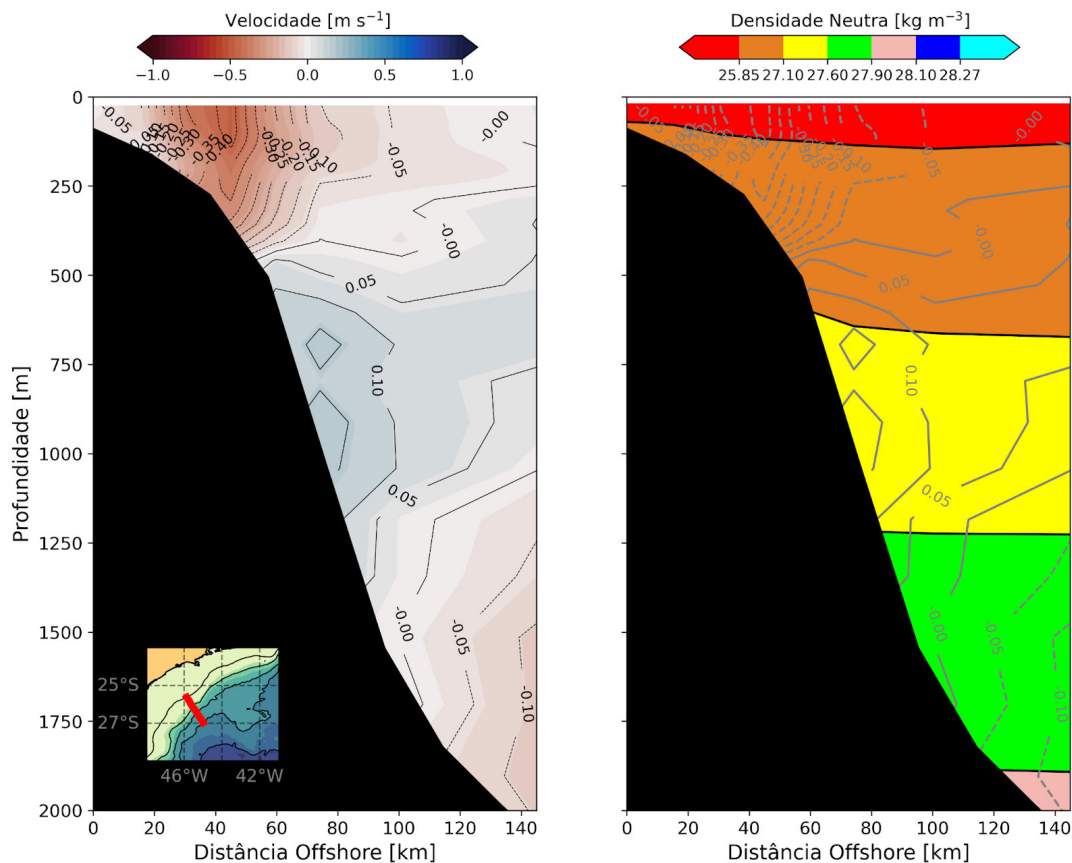


Figura IV:7 - Seção vertical de velocidade (esquerda) e densidade neutra (direita) obtida ao sul do Platô de São Paulo (próximo de 25.5°S) durante o cruzeiro CERES IV. Esquema de cores similar ao da Figura IV:2.

A questão que se põe é por que não obtemos nas Figuras IV:6, IV:7 e IV:8 um padrão exatamente congruente com a mais completa descrição do espessamento da CB apresentado por Rocha et al. (2014)? A resposta é simples: são seções quase-sinóticas e refletem momentos diferentes da CB em termos de variabilidade sazonal e, principalmente, de mesoescala (intra-sazonal, portanto). A seção referente ao CERES V (Figura IV:6) foi realizada em 2013 (Tabela IV-4) quando a corrente desenvolveu um arco ciclônico ao cruzar o Cabo Frio. Isso coloca seu núcleo sobre isóbatas associadas a maiores profundidades que ao norte e ao sul deste. Silveira et al. (2000) mencionam que o núcleo da CB se situa sobre as isóbatas de 1000-1200 m, contra 1750 m do cenário da radial do CERES V (Figura IV:6).

Um comportamento oposto é observado no painel da Figura IV:7, referente à seção do CERES IV, no qual a CB muito possivelmente desenvolve um arco anticiclônico e se projeta sobre a plataforma continental. Notamos que o núcleo da CB está sobre a isóbata de 300 m. O transporte é mais fraco que na seção da Figura IV:6 (inferior em 0,9 Sv), o que pode estar relacionado não

apenas ao amplo meandramento anti-horário da corrente, mas também pelo cruzeiro ter sido realizado no inverno, quando ocorre o período de menor transporte no ciclo anual (Schmid & Majumder, 2018).

Já para a seção do SANAGU 2021-2022 (Figura IV:8), o cenário parece estar ligado a um meandramento ciclônico da CB, com o lobo costeiro da corrente praticamente paralelo às isóbatas. Já no lobo oceânico, as isotacas apresentam o mesmo formato de semi-parábola observado nas duas figuras anteriores. Ademais, o transporte de volume de mais de 9 Sv pode ser em parte creditado ao fato da radial ter sido amostrada no final da primavera de 2021, e portanto, próximo do máximo do ciclo anual (Schmid & Majumder, 2018). De qualquer forma, chamamos aqui a atenção de que a inspeção e utilização de seções quase-sinóticas para caracterização da CB são fundamentais, mas precisam ser analisadas no seu contexto dinâmico.

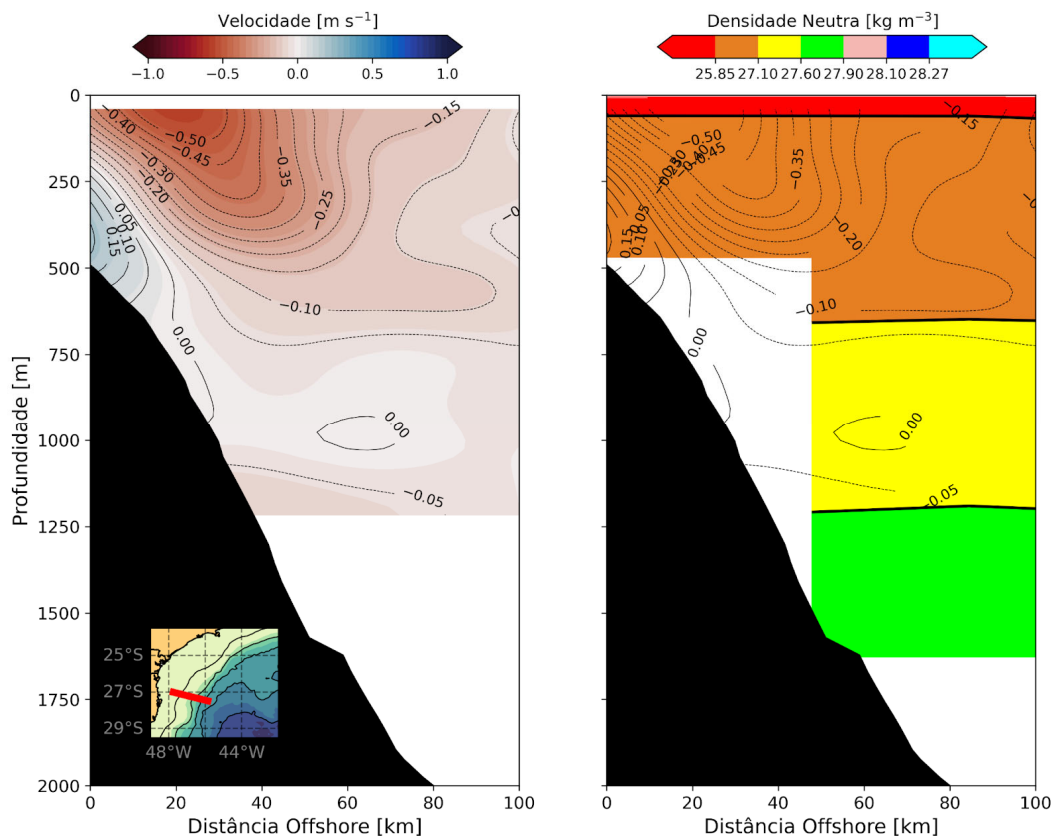


Figura IV:8 - Seção vertical de velocidade (esquerda) e densidade neutra (direita) obtida próximo de 27°S durante o SANAGU 2021-2022 do PCR-BS. Esquema de cores similar ao da Figura IV:2.

IV.2.2. A Corrente de Contorno Intermediária

Logo abaixo da CB, ocupando a porção intermediária da coluna d'água, escoo a CCI. Originalmente, essa corrente foi proposta como tendo um formato de jato contínuo entre 27°S e 20°S, bastante estreito, com largura inferior a 40 km e cerca de 500 m de espessura (Böebel et al., 1997; Böebel et al., 1999; Schmid et al., 2000). Baseados em seções de velocidade e simulações numéricas inicializadas por dados quase-sinóticos, Silveira et al. (2004) sugerem que a CCI pode atingir larguras de 100 km e espessuras de 1000 m.

A origem da CCI se dá a partir da Bifurcação de Santos. O trabalho de Böebel et al. (1999) foi o primeiro a identificar e denominar essa bifurcação em torno de 28°S. Mais recentemente, Luko et al. (2021) verificaram que a Bifurcação de Santos ocorre entre aproximadamente 30°S e 26°S, a partir de diferentes ramos de chegadas da CSE (Figura IV:4).

O limitado número de medições diretas da Bifurcação de Santos na camada intermediária, aliado ao caráter usualmente sinótico dessas observações, faz com que busquemos sua posição climatológica a partir de saídas de modelos globais. Nesse caso, para ilustrarmos a presença dessa feição na BS, faremos uso do produto GLORYS2V4, distribuído pela CMEMS. Essa é uma reanálise global com resolução horizontal de um quarto de grau e 50 níveis verticais, que assimila dados altimétricos da DUACS (1993 em diante). Para tanto, urge que façamos a validação desse produto na região da BS de modo a verificar se é capaz de reproduzir a dinâmica local de maneira semelhante ao observado.

Na Figura IV:9 temos disposta uma comparação entre as radiais das Figuras IV:6 e IV:7 com as respectivas seções do GLORYS2V4 durante o período de coleta das seções. Na Figura IV:9, observamos que há uma semelhança entre as velocidades observadas e as modeladas, sendo as diferenças encontradas em virtude da discretização batimétrica do modelo. Os transportes de volume modelados, tanto para a CB (6,6 Sv ao largo de Cabo Frio e 4,2 Sv ao sul do PSP), quanto CCI (0,7 Sv ao largo de Cabo Frio e 3,6 Sv ao sul do PSP), são bastante próximos do observado nas duas radiais, onde a CCI transportava aproximadamente 1,1 Sv em Cabo Frio e 3,5 Sv ao sul do PSP, enquanto a CB 6,2 Sv e 5,3 Sv, respectivamente. Há de se considerar que o modelo possui aproximação da topografia, o que pode ter acarretado as diferenças pouco mais amplas observadas para a CCI na radial de Cabo Frio.

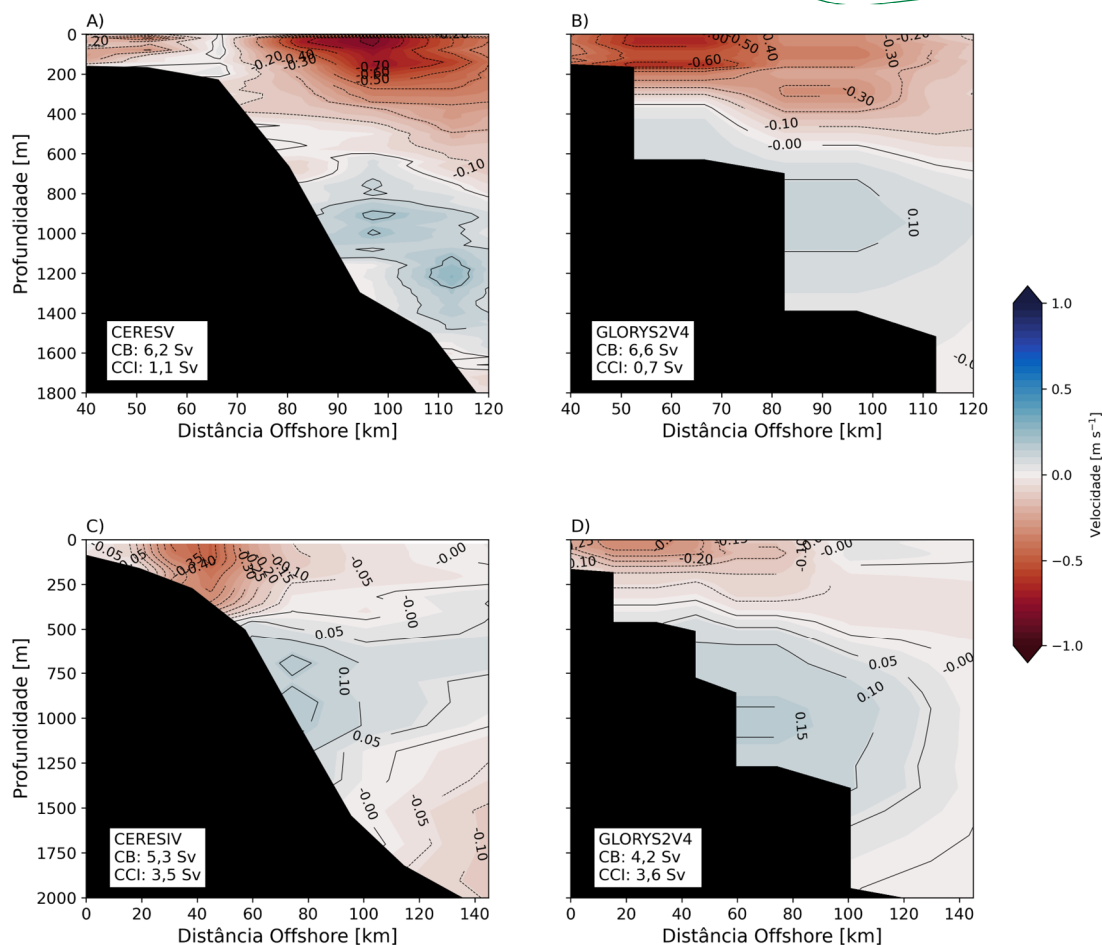


Figura IV:9 - Comparação entre as radiais de velocidade obtidas nos cruzeiros CERES V e CERES IV e as respectivas seções do produto GLORYS2V4: ao largo de Cabo Frio (A, B) e ao sul do Platô de São Paulo (C, D).

Sendo assim, uma vez verificada a capacidade do GLORYS2V4 em reproduzir de maneira satisfatória tanto a CB quanto a CCI, olhemos para os mapas médios de velocidade e função de corrente do modelo em 900 metros (Figura IV:10). Na Figura IV:10A, observamos a chegada de um ramo da CSE entre aproximadamente 28°S - 30°S , atingindo a margem continental em 46°W , corroborado pela Figura IV:10B e também reportado por Luko et al. (2021). Ao se aproximar da margem continental brasileira, esse ramo se bifurca, onde parte de sua fração superior, próximo a 28°S , segue para norte, originando a CCI, que se intensifica à medida que escoar em direção a Cabo Frio. Por fim, o ramo inferior resultante da bifurcação flui em direção ao sul, alimentando o escoamento da CB em camadas intermediárias.

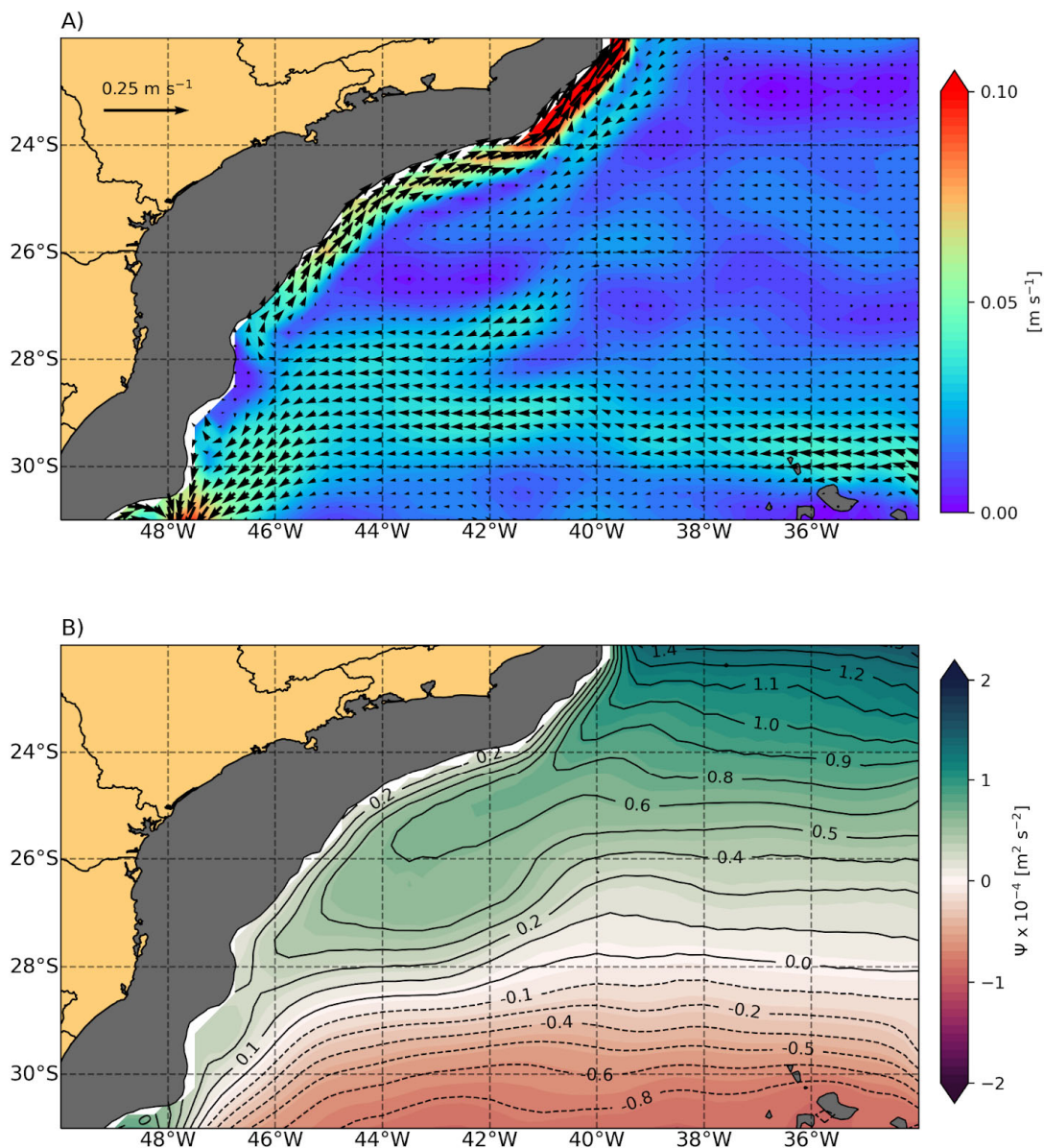


Figura IV:10 - A) Mapa médio da magnitude de velocidade em 900 m no produto GLORYS2V4 e os vetores de velocidade; B) Mapa médio da função de corrente (ψ) em 900 m no produto GLORYS2V4 obtida a partir do mapa de velocidade.

De fato, como visto anteriormente, a presença da CCI logo ao sul do PSP pôde ser verificada através da radial de velocidade sinótica da Figura IV:7. Nela, observamos o escoamento da CCI confinado ao talude continental entre 500 e 1500 m de profundidade. Em seu núcleo, foram observados valores de velocidade acima de 0,15 m s⁻¹. Na radial localizada ao largo de Cabo Frio (Figura IV:6), também verificamos o escoamento para norte da CCI entre aproximadamente 700 e 1100 m, na porção mais externa do talude (por volta de 100 km de distância). Nesse cenário, a CCI transportava aproximadamente 1,1 Sv com velocidade máxima de 0,39 m s⁻¹. Uma comparação entre os

transportes de volume aqui apresentados, obtidos em cenários quase-sinóticos, tanto para a CB quanto CCI, com trabalhos anteriores, se encontra na Tabela IV-5. Como no caso da CB, a CCI é sujeita a variações sazonais e intra-sazonais, sendo as primeiras ainda desconhecidas da ciência. A variabilidade de mesoescala congruente com a da CB foi investigada por Silveira et al. (2004, 2008), Calado et al. (2008) e Rocha et al. (2014) e serão objeto de descrição ao final da Seção IV.3 deste texto.

Tabela IV-5 - Comparação dos transportes de volume para a Corrente do Brasil e Corrente de Contorno Intermediária na Bacia de Santos.

Corrente do Brasil	Latitude (°S)	Transporte (Sv)	Velocidade Máxima (m s ⁻¹)
Signorini (1978)	22	5,2	0,19
Mata et al. (2013)	22	2,2	-
Miranda e Castro (1979)	23	2,2 - 2,7	0,49
Evans e Signorini (1985)	23	11	0,5
Garfield (1990)	23	6	0,7
CERES V - FUNDESPA (2014)	23,5	6,2	0,47
Fischer (1964)	24	7,5	0,25
Silveira et al. (2004)	24	5,6 ± 1,4	0,5
CERES IV - Belo (2011)	25,5	5,3	0,46
Biló et al. (2014)	25,5	1,5	0,22
Biló et al. (2014)	25,5	6,7	0,8
Zemba (1991)	27	11,7	0,6
PCR-BS	27	8,9	0,57

Corrente de Contorno Intermediária	Latitude (°S)	Transporte (Sv)	Velocidade Máxima (m s ⁻¹)
Costa et al. (2017)	22	12 ± 5	-
Silveira et al. (2004)	23	3,6 ± 0,8	-
Silveira et al. (2008)	23	3	-
CERES V - FUNDESPA (2014)	23,5	1,1	0,39
Biló et al. (2014)	25,5	2,4	0,23
Biló et al. (2014)	25,5	3,0	0,13
CERES IV - Belo (2011)	25,5	3,5	0,17
Zemba (1991)	27	< 1	0,10

Outra perspectiva para investigarmos o sistema CB-CCI é através de séries temporais de velocidade obtidas por fundeios correntográficos. Como exemplo, analisaremos o fundeio C3 (Figura IV:11), disposto na BS durante o projeto COROAS (Campos et al., 1996) entre 1992 e 1994, localizado sobre a isóbata de 1000 m em 45°W-25,5°S. Tais dados foram processados e interpolados seguindo as mesmas diretrizes de Rocha et al. (2014).

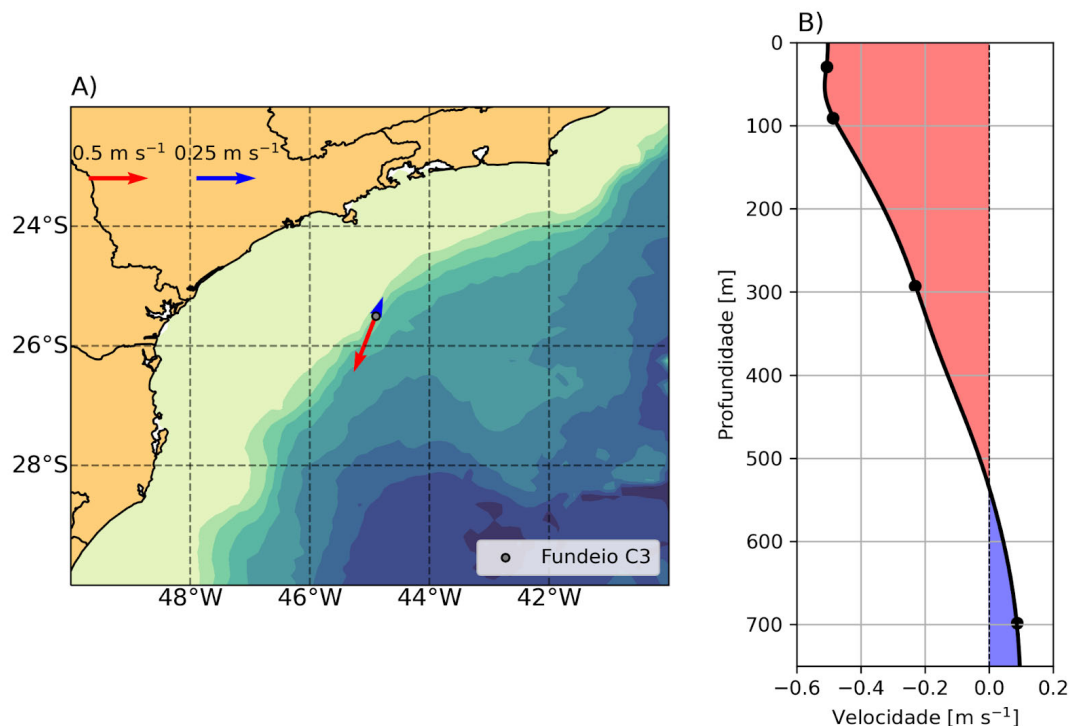


Figura IV:11 - A) Mapa de localização do fundeio C3 do projeto COROAS (1992-1994) com os vetores médios de velocidade em 29 m (vermelho) e 689 m (azul). B) Perfil médio de velocidade ao longo do talude.

O perfil médio da velocidade paralela à quebra de plataforma demonstra uma inversão do escoamento no correntógrafo localizado em 698 m. Enquanto nos instrumentos acima, a velocidade para sul indica o domínio da CB, com média de 0,5 m s⁻¹ em 29 m, em 698 metros é observada uma velocidade média de 0,08 m s⁻¹ para norte. Tal padrão é ainda mais evidente ao observarmos a série temporal dos vetores de velocidade (Figura IV:12). Com isso, verificamos que durante grande parte do tempo, no último nível há de fato um escoamento associado à CCI para norte em oposição ao da CB, para sul. Ainda através da Figura IV:12, podemos observar grande variabilidade presente nos jatos CB e CCI. Existem períodos em que há completa inversão do escoamento da CB, assim como momentos de desintensificação e intensificação de ambas as correntes, um indicativo de processos de mesoescala.

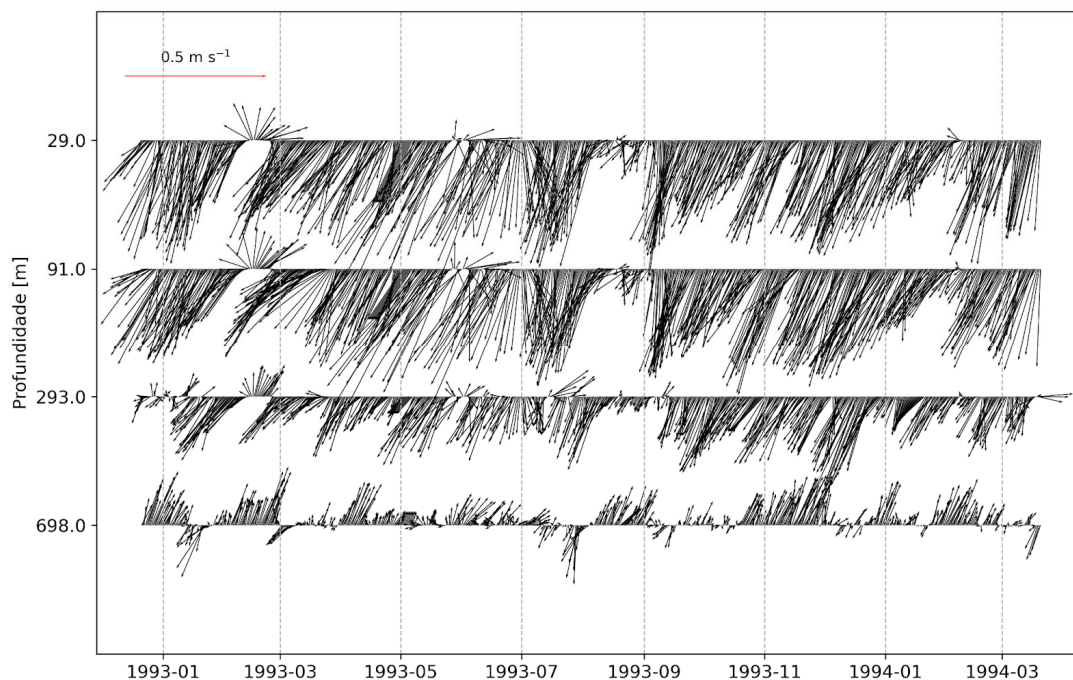


Figura IV:12 - Série temporal dos vetores de velocidade do fundeio C3 no período de 21 de dezembro de 1992 a 20 de março de 1994.

O oceano, enquanto fluido estratificado, permite a propagação tridimensional de ondas internas. No caso das ondas de vorticidade, são ondas bem longas que em algum instante interceptam a superfície e o fundo e se refletem pela imensa diferença de densidade, culminando em reflexões múltiplas. Após várias reflexões, estabelece-se um padrão de ondas estacionárias na vertical, chamados modos dinâmicos. Uma análise energética dos diferentes modos dinâmicos de oscilação da coluna d'água pode nos ajudar a entender melhor como ocorre essa variação de energia no fundeio, favorecendo uma maior compreensão da variabilidade temporal dos sistemas CB e CCI. Conduzimos então uma investigação análoga à executada por Rocha et al. (2014) (Figura IV:13).

Na Figura IV:13, observamos que grande parte (~67%) da energia cinética total do escoamento da CB e CCI é explicada pelas componentes baroclínicas (aqui considerados os 3 primeiros modos baroclínicos). No entanto, ao olharmos para a fração turbulenta da energia cinética, essa tem maior contribuição do modo barotrópico (~56%). Isto significa dizer que o escoamento médio é marcado pelo forte cisalhamento devido às correntes fluindo em sentidos opostos, enquanto as perturbações de mesoescala, que passam pela região, ocupam a coluna d'água inteira, reiterando a importância da componente barotrópica.

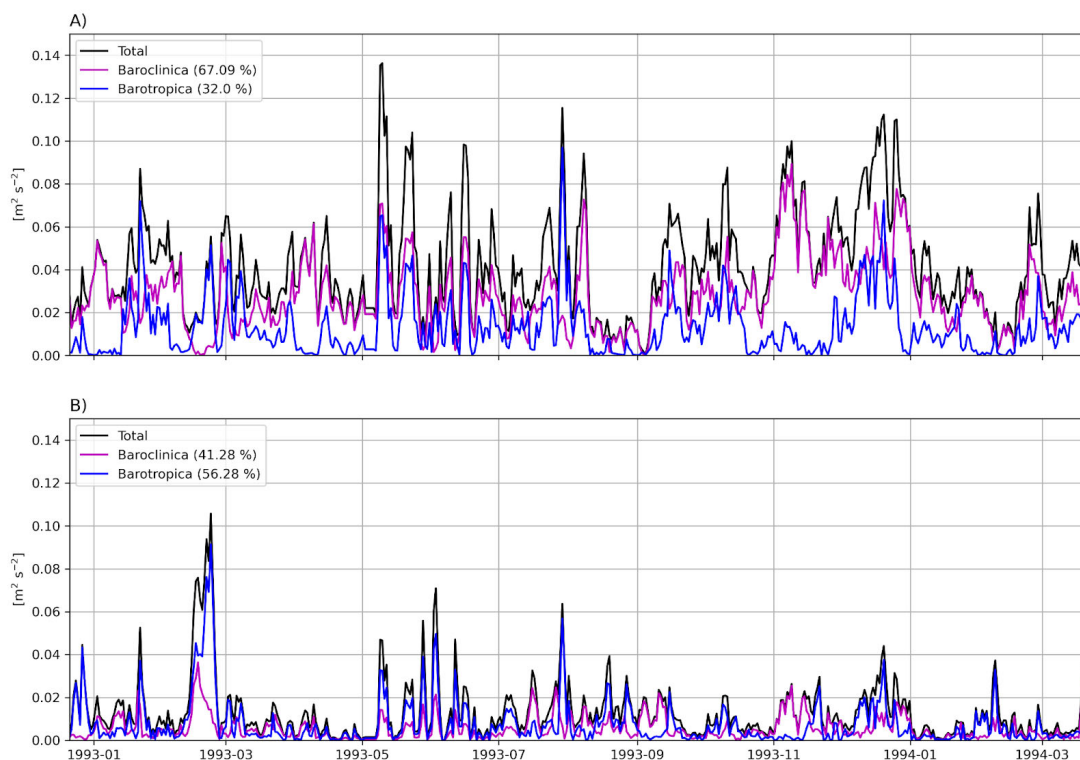


Figura IV:13 - Série temporal da energia cinética média da coluna d'água no fundeio C3 (preto). (A) Energia cinética total (EC). (B) Energia cinética turbulenta (ECT). As frações de energia (EC e ECT) nas componentes barotrópica e baroclínicas são apresentados em azul e magenta, respectivamente.

IV.2.3. Atividade de Mesoescala

Já é bem estabelecido na comunidade científica o fato de que o Sistema Corrente do Brasil apresenta intensa atividade de mesoescala, produzindo feições como meandros, vórtices e dipolos, conforme demonstrado por evidências observacionais (Campos et al., 2000; Calado et al., 2006, 2008; Silveira et al., 2008). Como citado nas subseções anteriores, a CB adentra a BS sofrendo intenso meandramento, tal qual observado na média climatológica de velocidade geostrófica obtida por altímetros (Figura IV:5).

Uma primeira descrição do meandramento da CB e de vórtices associados na região Sudeste do Brasil foi realizada por Mascarenhas et al. (1971). Nesse trabalho, os autores observaram a presença de estruturas vorticais, tanto ciclônicas como anticiclônicas, na região ao largo de Cabo Frio, a partir de mapas de topografia dinâmica. Posteriormente, Campos (1995)

verificou os aspectos que causariam o meandramento da CB nesta região. De acordo com o autor, a inércia do jato junto com a mudança de orientação da linha de costa, faz com que, devido à conservação de vorticidade, a CB se comporte como uma onda de Rossby topográfica dentro da BS.

O trabalho de Campos et al. (1995) dedicou atenção especial às estruturas vorticiais ciclônicas. Estes autores propõem que os ciclones da CB induzem "ressurgência de quebra de plataforma", trazendo ACAS para regiões da plataforma da BS. Em outras palavras, estas estruturas podem contribuir para uma penetração da ACAS em regiões rasas, tal qual a ressurgência induzida por ventos de nordeste (via Transporte de Ekman).

Ainda, os trabalhos de Silveira et al. (2008) e Rocha et al. (2014) adentraram na dinâmica dessas feições e verificaram que o principal mecanismo gerador de seu crescimento é a instabilidade baroclínica, havendo também uma importância da instabilidade barotrópica quando o crescimento se inicia. Esse crescimento é caracterizado como quase-estacionário, e em alguns casos, estes ciclones podem se desprender da CB e se propagarem como vórtices (ou anéis vorticiais) isolados (Calado et al., 2008; Fernandes et al., 2008). Na porção mais ao sul da BS, nas proximidades do Cabo de Santa Marta (próximo de 28°S), podemos observar tanto o meandramento ciclônico quanto a ressurgência da ACAS na porção interna da CB (Campos et al., 2013).

Belo (2011) analisou dados de quatro cruzeiros quase-sinóticos na BS do Experimento CERES. Durante estes cruzeiros, foram realizadas radiais oceanográficas desde a quebra da plataforma até 500 km ao largo. Os resultados das análises de observações hidrográficas e de velocidade dos cruzeiros levaram o autor a concluir que a região, quando estudada em escala sinótica (i.e. na escala de tempo de semana a par de meses), é dominada por feições de mesoescala. São meandros e vórtices que se sobrepõem à CB e também dominam a circulação ao largo desta. Estes meandros e vórtices podem ser resultantes da instabilidade da CB (e.g. Silveira et al., 2008).

Como observado para o fundeio C3 (Figuras IV:12 e IV:13), a presença dessas perturbações implicará em flutuações nos campos dinâmicos na BS e conseqüentemente causará impactos na estrutura termohalina. As análises dinâmicas apresentadas anteriormente para o fundeio C3 indicaram a importância da componente barotrópica associada a essas feições turbulentas. Dentre as feições de mesoescala presentes na BS, nesta seção daremos atenção especial aos vórtices ciclônicos de Cabo Frio e de Santa Marta, que correspondem à relevante fração gerada devido ao meandramento da CB no interior da BS. Mais que isso, demarcam as atividades relativas aos dois extremos geomorfológicos da BS, associados aos cabos supracitados.

Na Figura IV:14, encontram-se dispostos mapas diários de altimetria, que ilustram como ocorre o meandramento da CB e a formação dos dois ciclones supracitados. Na Figura IV:14A, observamos uma CB meandrande adentrando a BS, com um meandro centralizado em 40°W - 24°S . Cerca de uma semana depois (Figura IV:14B), observa-se um crescimento desse meandro e a formação de uma circulação fechada em seu interior. Decorridas duas semanas (Figura IV:14C), observamos que o meandro inicial originou um VCF, que agora se encontra como uma estrutura isolada. Um padrão similar é observado também em um evento de formação do Vórtice de Santa Marta (Figuras IV:14D, IV:14E e IV:14F). Inicialmente, há a presença de um meandro da CB ao largo do Cabo de Santa Marta, em 47°W - 29°S (Figura IV:14D), que ao longo de duas semanas se intensifica e dá origem a um vórtice isolado (Figuras IV:14E e IV:14F).

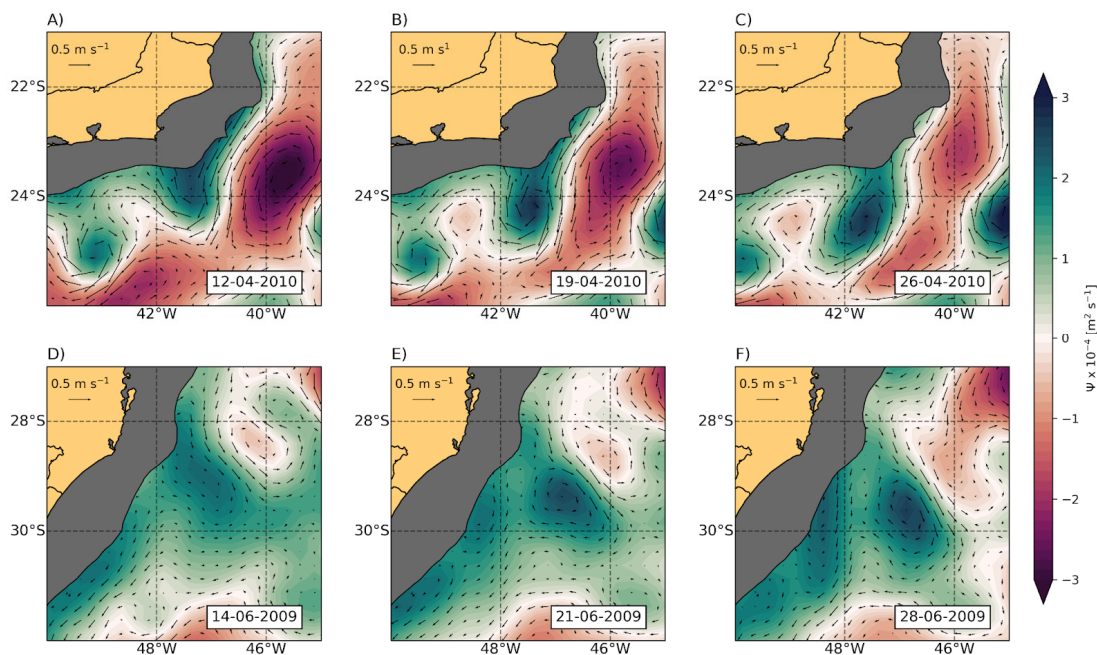


Figura IV:14 - Campo instantâneo de função de corrente (ψ) e velocidade geostrófica visando investigar o vórtice de Cabo Frio (A, B, C) e o vórtice de Santa Marta (D, E, F). As datas referentes a cada mapa são: A) 12/04/2010; B) 19/04/2010; C) 26/04/2010; D) 14/06/2009; E) 21/06/2009; F) 28/06/2009.

Um maior entendimento da estrutura vertical dessas feições na coluna d'água pode ser obtido através de seções transversais inéditas a serem apresentadas a seguir. Nas Figuras IV:15 e IV:16, temos dispostas seções que capturaram esses vórtices em diferentes cruzeiros na BS. A Figura IV:15 refere-se a radial G obtida durante a Pernada 15 do cruzeiro SANAGU 2021-2022, e captura um VCF quando esse já havia sido emitido do jato principal da

CB. A Figura IV:16 foi obtida a partir da radial do cruzeiro CERES V (2013) ao largo do Cabo de Santa Marta e captura um meandro ciclônico da CB.

Próximo à superfície, ambos os vórtices apresentam velocidades superiores a $0,3 \text{ m s}^{-1}$ e notamos que a extensão vertical dessas estruturas atinge profundidades maiores que 1000 m. Ainda, ambas as feições capturadas possuíam diâmetros superiores a 100 km. Sendo assim, quando presentes, estes vórtices são responsáveis por recircular a fração da coluna d'água presente no talude em um único sentido, tanto no domínio da CB quanto da CCI. Esse último resultado corrobora a análise conduzida no fundeio C3 e apresentada na Figura IV:13: há maior barotropicidade nas estruturas vorticais que nos jatos CB e CCI, mais baroclínicos. Comparações entre as velocidades observadas e suas projeções utilizando os modos dinâmicos para o VCF e o VSM podem ser vistas nas Figuras IV:17 e IV:18, respectivamente. De fato, observamos que o modo barotrópico isolado já explica cerca de 32% da velocidade observada no interior do VCF e 40% do VSM. Ao incluirmos o primeiro modo baroclínico, o percentual de variância explicada para estas duas feições passa a ser 75 e 60%, respectivamente, sendo a adição do primeiro modo baroclínico responsável pelo cisalhamento vertical da velocidade observada e a intensificação próximo à superfície.

Além disso, a circulação ciclônica dessas estruturas induz um bombeamento vertical positivo, o que causa um soerguimento das isopicnais, favorecendo um afloramento de águas mais frias em profundidades mais rasas. Devido à resolução amostral dos dados de CTD, esse soerguimento é mais notável no interior do VCF (Figura IV:15), onde observamos que as isopicnais de transição entre AT-ACAS e ACAS-AIA se encontram mais rasas no interior do ciclone em relação às outras estações. Pereira et al. (2019) analisaram o impacto biológico causado devido à liberação desses vórtices pela CB. Os autores verificaram que esses ciclones providenciam condições favoráveis para o crescimento planctônico em seu interior, mesmo quando afastados da costa, aumentando assim a concentração de clorofila-a em relação às águas em seus entornos.

Além destes ciclones oriundos da CB, observamos ainda a assinatura de um grande anticiclone no campo médio da altimetria (Figura IV:5) centrado em aproximadamente $44^{\circ}\text{W}-26^{\circ}\text{S}$. A razão para a presença de tal feição, assentada sobre o PSP, será investigada no decorrer da seção seguinte.

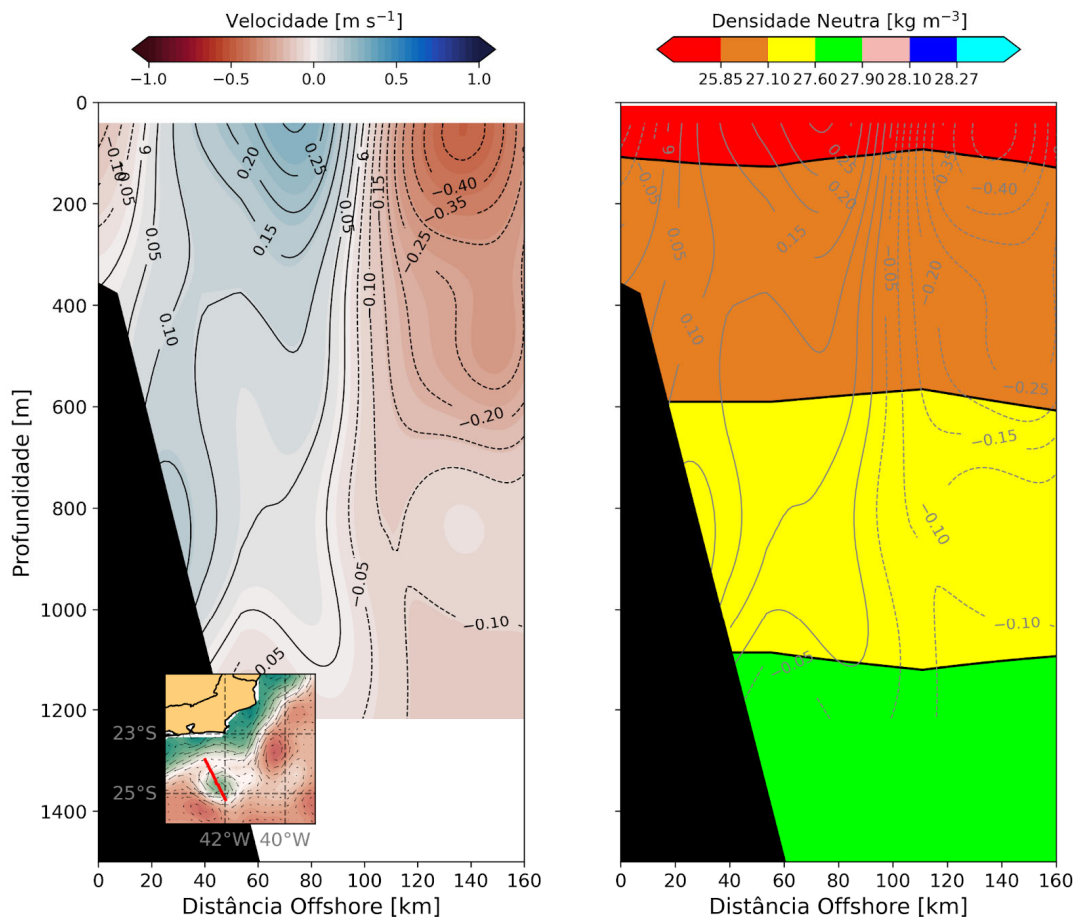


Figura IV:15 - Seções verticais de velocidade (esquerda) e densidade (direita) obtidas no interior de um Vórtice de Cabo Frio emitido pela Corrente do Brasil durante a radial G do cruzeiro SANAGU 2021-2022. Esquema de cores similar ao da Figura IV:2.

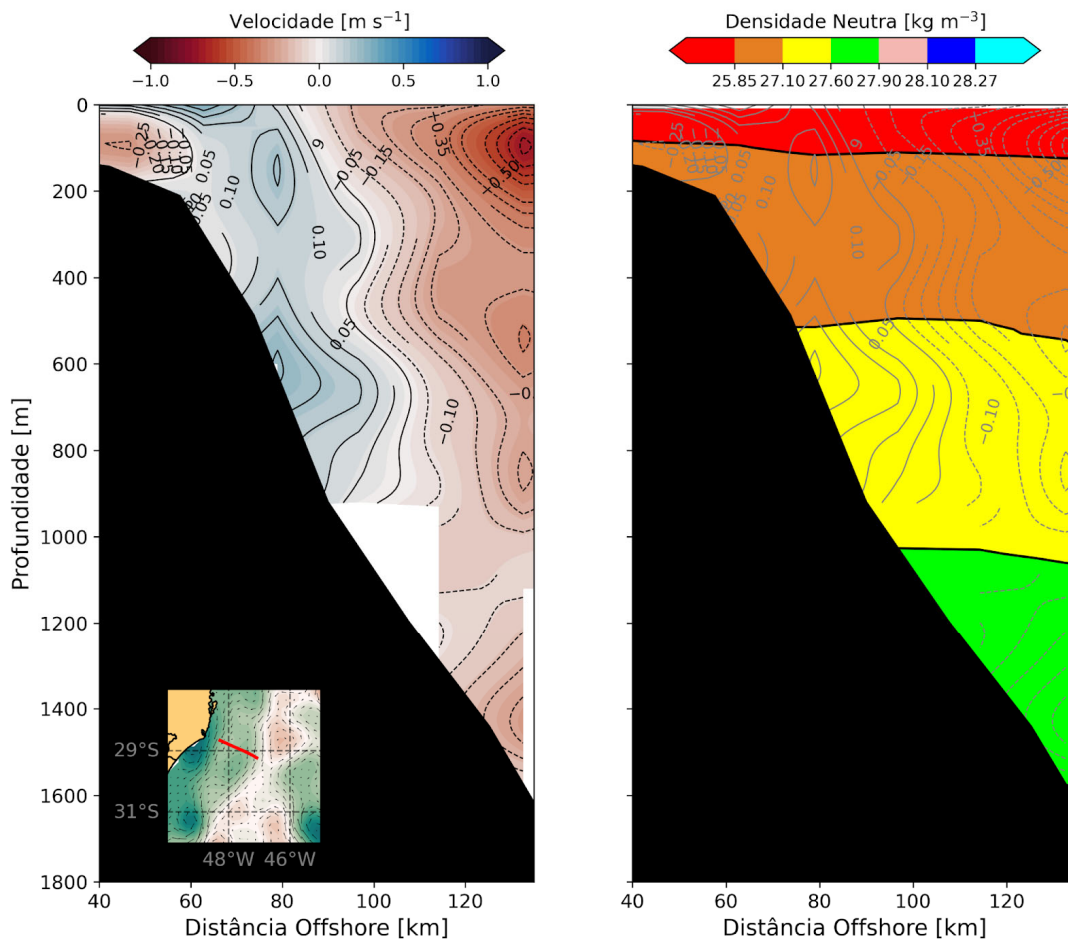


Figura IV:16 - Seções verticais de velocidade (esquerda) e densidade (direita) obtidas no interior de um Vórtice de Santa Marta ainda anexado à Corrente do Brasil durante o cruzeiro CERES V. Esquema de cores similar ao da Figura IV:2.

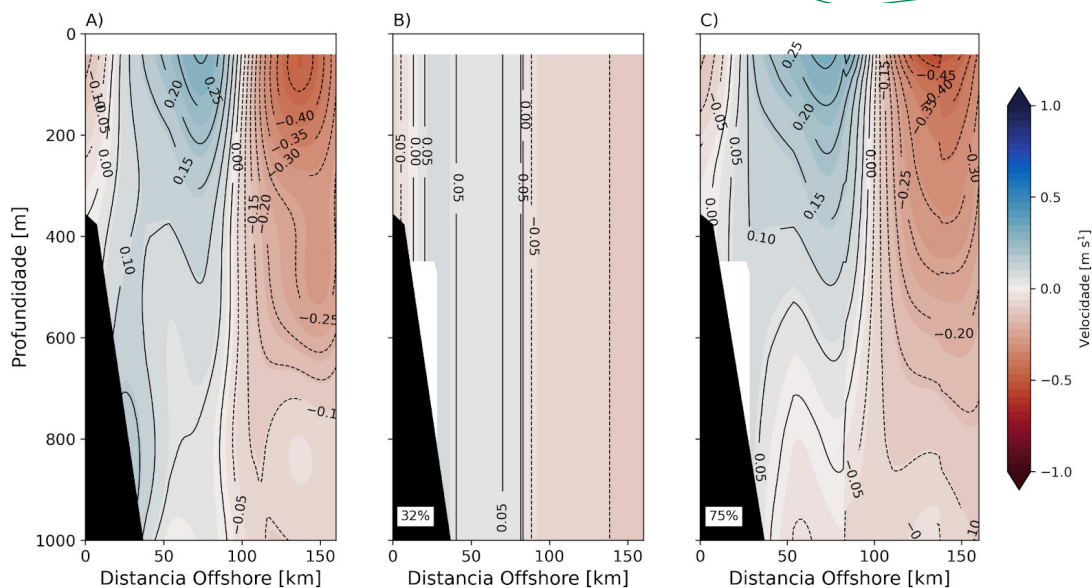


Figura IV:17 - A) Seção vertical de velocidade observada no interior do Vórtice de Cabo Frio durante a radial G do cruzeiro SANAGU 2021-2022; B) projeção da velocidade utilizando apenas o modo barotrópico; C) projeção da velocidade utilizando o modo barotrópico e o primeiro modo baroclínico.

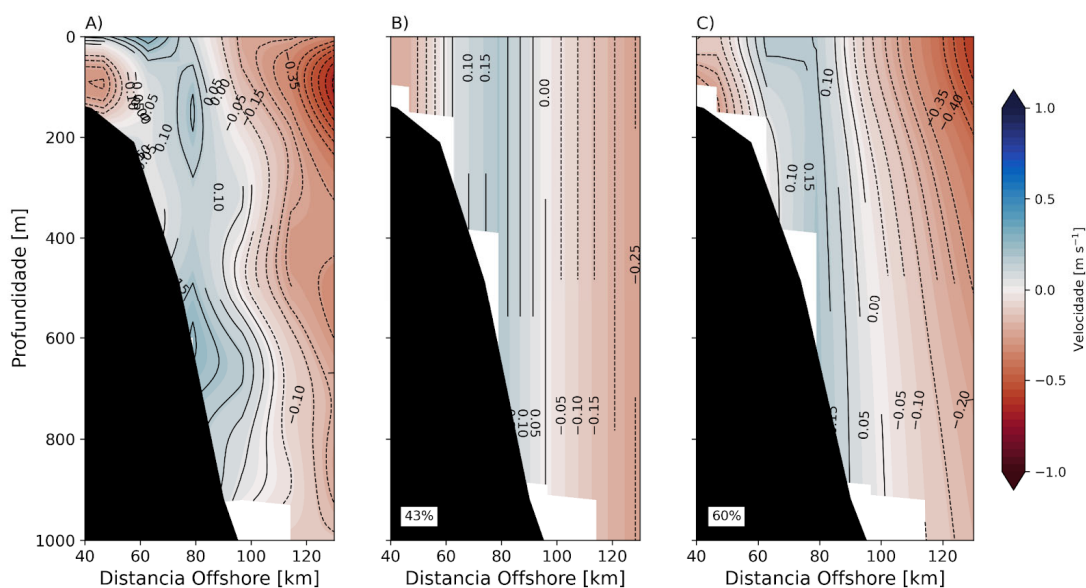


Figura IV:18 - A) Seção vertical de velocidade observada no interior do Vórtice de Santa Marta durante o cruzeiro CERES V; B) projeção da velocidade utilizando apenas o modo barotrópico; C) projeção da velocidade utilizando o modo barotrópico e o primeiro modo baroclínico.

IV.3. Corredor de Vórtices sobre o Platô de São Paulo

O talude continental da BS é dominado, como vimos na seção anterior, por um sistema de correntes de contorno oeste, com intensa variabilidade espacial e temporal (Stramma e England, 1999; Silveira et al., 2000). Sendo que dentre as correntes desse sistema, a CB se apresenta como principal escoamento, caracterizada pela presença de vórtices, meandros e recirculações.

Belo (2011) observou que ao largo do escoamento da CB na porção externa da BS havia uma região dominada por feições vorticais ciclônicas e anticiclônicas que interagiam entre si numa faixa zonalmente confinada, paralela ao contorno oeste e que se propagavam para sul-sudoeste. Esta atividade implica em grande variabilidade de mesoescala, e que se configura em um extenso “corredor de vorticidade” (Figura IV:19).

Nessa região, que inclui integralmente o PSP, podemos observar uma distribuição da ocorrência dos vórtices anticiclônicos junto à isóbata de 2500 m (Figura IV:19A). Há uma alta ocorrência desses vórtices anti-horários a noroeste do PSP, que podem persistir em até 43% do tempo, segundo a inspeção da série de altimetria fornecida pela CMEMS entre janeiro de 1993 e maio de 2017. Já os vórtices ciclônicos da BS apresentam 2 localidades de maior ocorrência (Figura IV:19B): ao largo da isóbata de 2500 m e sobre o talude.

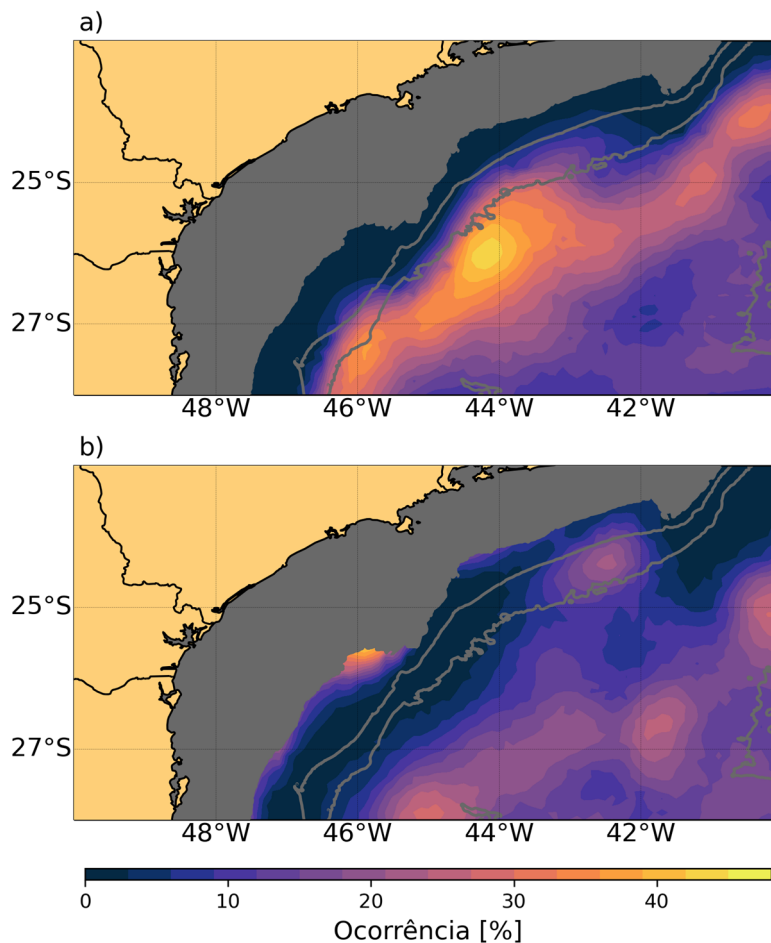


Figura IV:19 - Ocorrência dos vórtices (A) anticiclônicos e (B) ciclônicos na Bacia de Santos entre 01 de janeiro de 1993 e 15 de maio de 2017, de acordo com os dados de identificação de vórtices de Laxenaire et al. (2018). Em cinza, as isóbatas de 1000, 2000 e 2500 metros.

Parte desses vórtices ciclônicos inicialmente são considerados como resultado da instabilidade da CB, como por exemplo, no trabalho de Silveira et al. (2008) e de Mano et al. (2009). Mais recentemente foram observados que vórtices anticiclônicos provenientes da Retroflexão das Agulhas podem chegar à BS (Guerra et al., 2018; Laxenaire et al., 2018), representando assim uma contribuição remota à região. Tanto vórtices anticiclônicos como ciclônicos podem ser introduzidos no Atlântico Sul através do vazamento da Corrente das Agulhas (Olson e Evans, 1986; Lutjeharms e Van Ballegooyen, 1988; Lutjeharms et al., 1992; Matano e Beier, 2003), porém, pouco foi explorado sobre a contribuição das estruturas ciclônicas para a porção oeste do Atlântico Sul (Byrne et al., 1995; Hall e Lutjeharms, 2011; Mason et al., 2017). Vórtices provenientes do sul da BS também são capazes de se propagarem para norte, no entanto, ainda não há o entendimento da chegada destes à BS (Mason et al., 2017). Essa é uma linha ativa de pesquisa e podem estar vinculados à retroflexão da CB, mais ao sul (Gordon e Greengrove, 1986).

Portanto, compreende-se que existem diversas vias de chegada de vórtices de ambas as polaridades na BS. Em relação aos vórtices ciclônicos, há maior exploração das formações junto à CB, principalmente no Cabo de São Tomé e em Cabo Frio (Calado et al., 2008). Sobre os anticiclones, a origem remota é explorada apenas recentemente na literatura.

IV.3.1. Os anticiclones das Agulhas

O Atlântico Sul apresenta, em sua região sudeste, uma importante conexão com o Oceano Índico devido à Retroflexão da Corrente das Agulhas, ou apenas Retroflexão das Agulhas (RAG). Essa feição tem um papel crucial sobre o sistema climático global (de Ruijter et al., 1999; Beal et al., 2011). Sua influência é inicialmente relacionada à introdução de águas mais quentes e salinas do que a água adjacente do Atlântico Sul (Gordon, 1985; Olson et al., 1992). Conseqüentemente, o aporte de águas para a região alimenta o ramo superior da Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico (Gordon et al., 1992; Donners e Drijfhout, 2004). Por fim, essas anomalias de temperatura são transportadas para o Atlântico Norte, servindo como compensação da exportação de calor através da APAN (Gordon, 1986). Além do impacto sobre o balanço de calor local e global, essa exportação de águas representa uma importante introdução de momento, energia e enstrofia no Atlântico Sul (Duncombe Rae, 1991).

Importante parte da introdução dessas águas com características anômalas à região é gerada através do vazamento de anéis da RAG (Figura IV:20A) (Olson e Evans, 1986; Lutjeharms e Gordon, 1987). A emissão desses anéis anticiclônicos não é contínua ou periódica, e por vezes há períodos sem formação. Por outro lado, Capuano et al. (2018) observaram que há uma relação direta entre o ciclo sazonal dos vórtices (ciclones e anticiclones) e as anomalias de vorticidade potencial de Ertel, que são intensificadas no inverno.

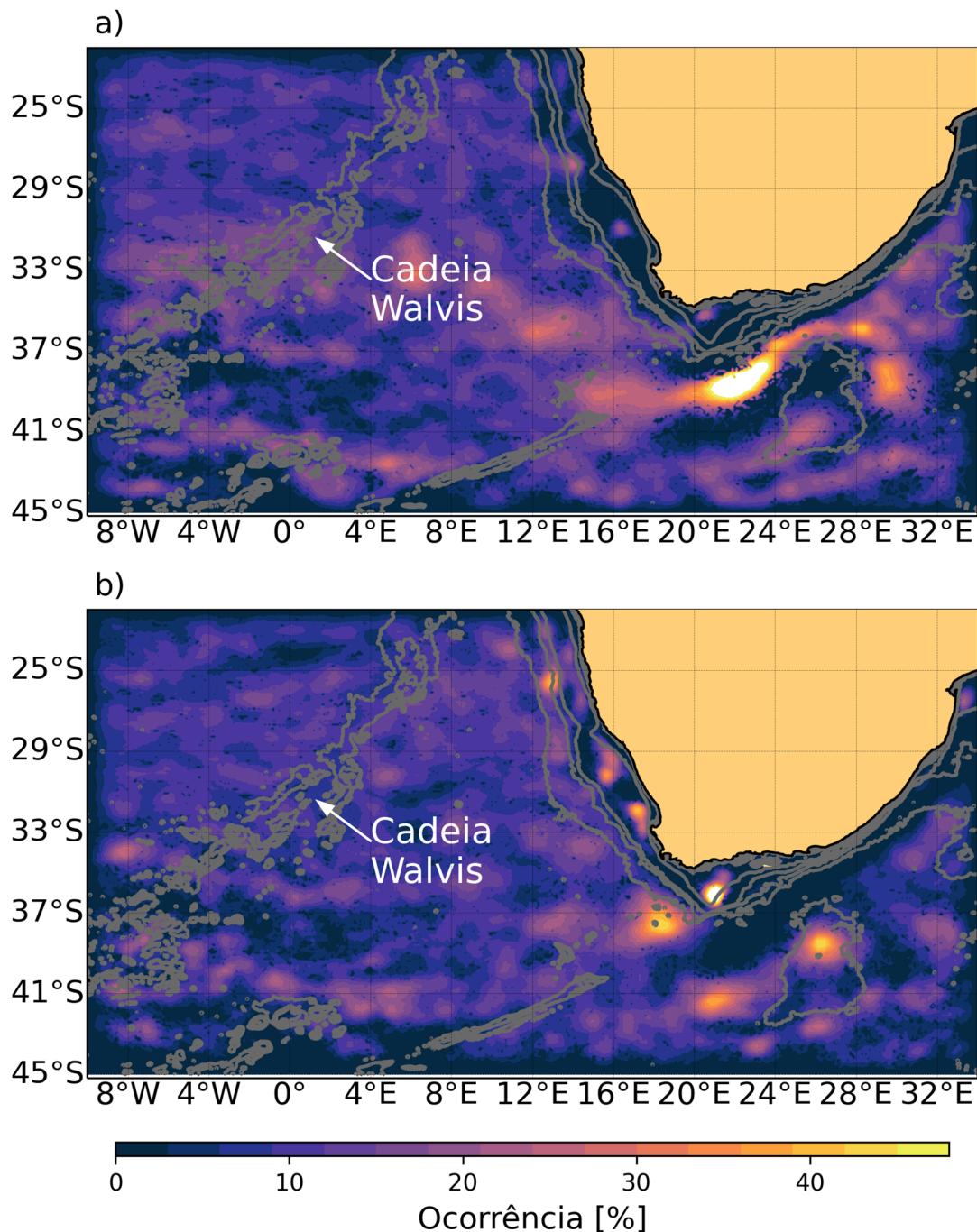


Figura IV:20 - Ocorrência dos vórtices (A) anticiclônicos e (B) ciclônicos na Bacia do Cabo entre 01 de janeiro de 1993 e 15 de maio de 2017, de acordo com os dados de identificação de Laxenaire et al. (2018). Seta em branco indica a região da Cadeia Walvis.

É observado que muitos desses anéis podem permanecer na região da retroflexão por mais de um ano, podendo haver de dois a seis coexistindo a

leste da Cadeia Walvis, com maior tendência dessa permanência na primeira metade de cada ano (Goni et al., 1997). Dencausse et al. (2010) observaram, em média, a presença simultânea de 6,6 anéis, com duração média de $26,1 \pm 19$ semanas (~ 6 meses).

Diferentemente do que podemos observar na ocorrência dos vórtices ciclônicos (Figura IV:20B), observamos que para os anéis anticiclônicos, há uma região preferencial da ocorrência e persistência dessas estruturas na Bacia do Cabo (trajeto com ocorrência maior que 30% na Figura IV:20A). Não somente isso, é possível observar também um trajeto preferencial desses anéis com direção para oeste da bacia. Guerra et al. (2018) analisaram 140 anéis anticiclônicos sendo emitidos na região, utilizando dados altimétricos entre 1993 e 2016. A partir desses vórtices emitidos, geraram-se 74 anéis de longa duração, por processos de splitting (subdivisão de um vórtice e outros vórtices) e merging (fusão de um vórtice a outro), que cruzaram a Cadeia Walvis e transladaram para oeste. Desses, três anéis foram identificados de maneira inédita chegando à borda oeste do Atlântico Sul, interagindo com a CB e com vórtices ciclônicos próximos à quebra de plataforma. Convém destacar que estes anéis analisados são considerados vórtices primários, ou seja, atravessam o Atlântico Sul sem sofrer interações não-lineares com outras estruturas, ao ponto de desestabilizar essas feições, mudar suas características, seu conteúdo e/ou mitigar a travessia.

Visando avaliar sinais in situ desses vórtices anticiclônicos na BS cuja origem poderia ser do vazamento das Agulhas, observamos no cruzeiro CERES III a persistência de uma feição na região (Figura IV:21). Essa campanha ocorreu entre 6 e 12 de maio de 2009 e observou essa estrutura centrada em $42^{\circ}\text{W}-27^{\circ}\text{S}$ (doravante VCIII). A partir dessa posição e data como a do centro do vórtice observado, desenvolvemos um experimento de partículas lagrangianas, baseado na aplicação do algoritmo Ocean Parcels (Delandmeter e Sebille, 2019) sobre campos diários de altura da superfície do mar. Dessa forma, partículas virtuais são lançadas na região de interesse e advectadas para um passo de tempo anterior, durante um período de 5 anos, usando anomalias de velocidades geostróficas. Assim, torna-se possível estimar o trajeto e a potencial origem da estrutura vortical de interesse.

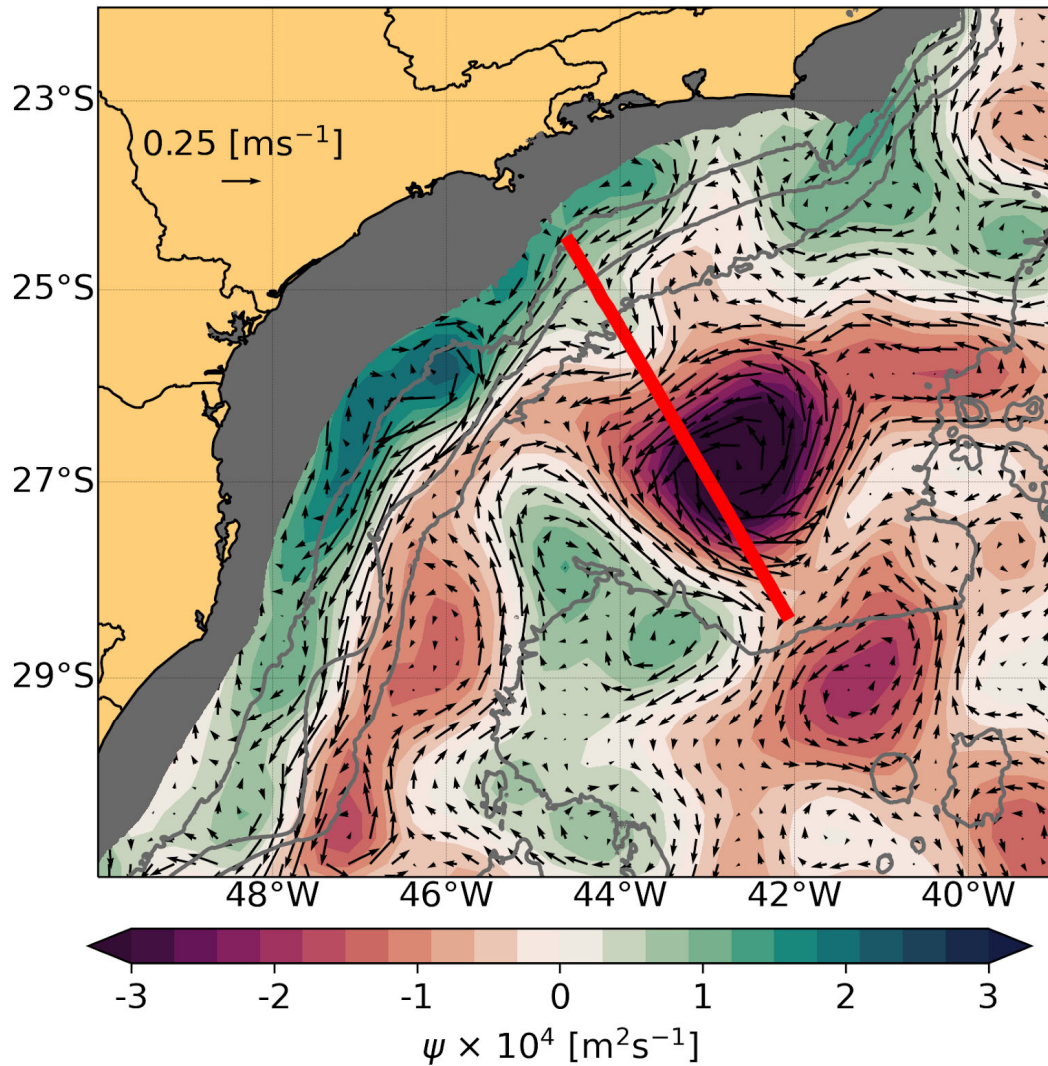


Figura IV:21 - Campo de função de corrente (ψ) de 07 de maio de 2009, referente ao período da campanha CERES III. A linha vermelha representa a radial que detectou um vórtice anticiclônico.

Na Figura IV:22, podemos observar essa rota que conecta a região da Bacia do Cabo até a BS, confirmando assim que a origem dessa feição é remota à região. Porém, através da metodologia aplicada, não é possível averiguarmos se houve interações não-lineares ao longo da trajetória desse vórtice. Condição essa que pode interferir na estrutura e conteúdo de massas de água da feição (Nencioli et al., 2018).

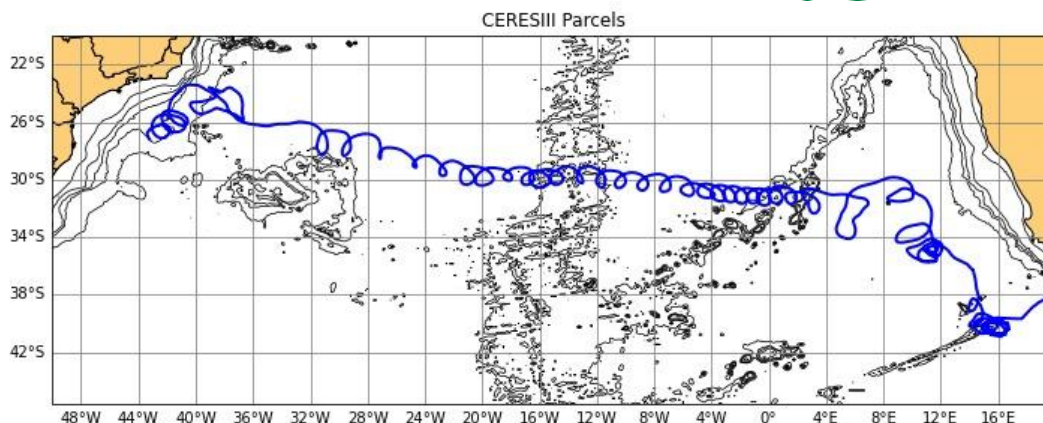


Figura IV:22 - Trajetória estimada (linha azul) do vórtice anticiclônico observado no cruzeiro CERES III através do *Ocean Parcels*, considerando local e data em que foi amostrado pela campanha.

Para suprir informações sobre as interações não-lineares do VCIII, foi necessária a utilização de um outro conjunto de dados. No trabalho de Laxenaire et al. (2018), os autores desenvolveram um algoritmo (TOEddies) de identificação e rastreamento dos vórtices, que trouxe uma nova perspectiva para os estudos dessas feições globalmente, com ênfase nos vórtices da Agulhas. Os produtos fornecidos são a posição do núcleo dos ciclones e anticiclones, além do contorno fechado de funções de corrente (Ψ) mais externo, que caracteriza a área total do vórtice.

Na investigação desenvolvida, os eventos de mergings (fusões) e splittings (divisões) são considerados na reconstrução das trajetórias dos vórtices, onde as rotas não estão relacionadas a um único vórtice, mas sim a um conjunto. Desse modo, os vórtices podem ser detectados entre duas interações não-lineares ou enquanto o sinal for detectado pelo altímetro. Esse sequenciamento de vórtices e rotas recebe o nome de AREN (do inglês, Agulhas Rings Eddy Network). Sendo assim, torna-se possível avaliar a travessia de cada um desses vórtices cruzando o Atlântico Sul e identificar quais são as principais vias de chegada dos anéis anticiclônicos na borda oeste, com foco na BS.

A partir do conjunto de vórtices do Laxenaire et al. (2018), reavaliamos a trajetória do vórtice da campanha CERES III, para compreendermos se houve interações não-lineares ao longo da travessia e se o vórtice que chega na BS é o resultado de uma composição de outros vórtices anticiclônicos (Figura IV:23). Ao todo, uma sequência de 8 vórtices, através de consecutivos processos de splittings entre 30 de julho de 2004 e 11 de fevereiro de 2009, dão origem ao VCIII. Confirmando assim, segundo o encadeamento de vórtices proposto por Laxenaire et al. (2018), que a presença deste anticiclone na BS possui conexão com os anéis emitidos na Rag.

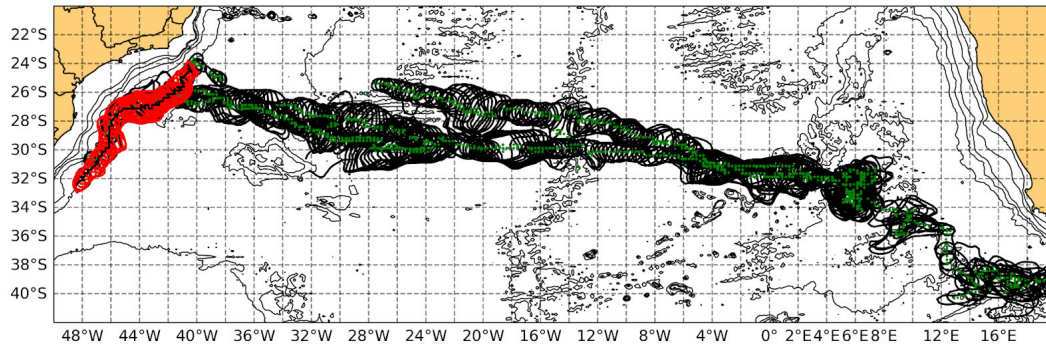


Figura IV:23 -. Contornos e trajetória do centro dos vórtices anticiclônicos (contornos pretos e linhas verdes, respectivamente) que dão origem ao vórtice observado na Bacia de Santos (contorno vermelho e linha preta, respectivamente) durante a campanha CERES III, de acordo com os dados de identificação de vórtices de Laxenaire et al. (2018).

Essa primeira avaliação nos levou a observar de maneira mais ampla a ocorrência e trajetória dos vórtices na região da BS, sem considerar apenas vórtices primários, mas sim utilizando o conjunto AREN. Podemos destacar na Figura IV:24 três principais setores relacionados à avaliação da presente seção: saída dos anéis anticiclônicos da Bacia do Cabo, travessia do Atlântico Sul e chegada na borda oeste.

Na Figura IV:24 destacamos uma rota preferencial da emissão desses anéis da Bacia do Cabo para noroeste, até aproximadamente 10°E-33°S. Dessa posição, observamos múltiplas vias de travessia no Atlântico Sul, porém com latitudes preferenciais de chegada junto à CB. Destacamos a latitude com maior ocorrência do lado oeste da bacia centrada em 32°S e uma segunda importante aproximação desses vórtices centrada em 25°S. Se observarmos novamente a trajetória e a chegada do anticiclone do cruzeiro CERES III na porção oeste (Figura IV:23), notamos a relação dessa travessia com a região supracitada mais ao norte, observada na Figura IV:24.

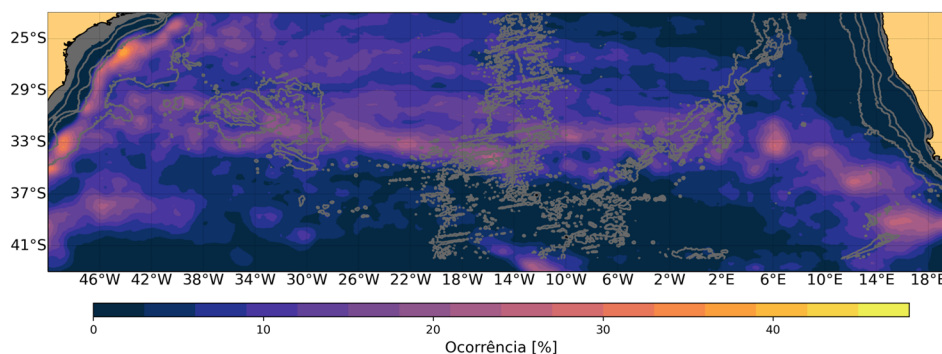


Figura IV:24 - Ocorrência dos vórtices anticiclônicos pertencentes ao conjunto AREN, entre 01 de janeiro de 1993 e 15 de maio de 2017, de acordo com os dados de

identificação de vórtices de Laxenaire et al. (2018), no Atlântico Sul.

Por fim, constatamos que as maiores ocorrências estão concentradas na porção oeste do Atlântico Sul, junto à CB, entre 24°S e 35°S. Essa maior taxa nos indica não só uma importante recorrência do processo de chegada de vórtices anticiclônicos, como também uma significativa persistência dessas feições na região.

Na Figura IV:25, podemos ver de forma mais detalhada essa ocorrência na região destacada no interior da BS, assim como as rotas de chegada dos anticiclones do conjunto AREN. Torna-se mais nítida a aproximação de vórtices anticiclônicos centrados nas latitudes destacadas anteriormente. Outro ponto evidente é que apesar da maior ocorrência de anéis vorticais chegando a oeste da bacia ser a sul de 29°S, a maior persistência das feições no interior da BS não ocorre nessa faixa de latitude. Dentre todas essas áreas, notamos que a BS apresenta as maiores taxas de ocorrência, conforme visto também na Figura IV:19A, junto ao PSP, sobre a isóbata de 2500m. Ou seja, os anéis das Agulhas que conseguem atravessar o Atlântico Sul, não necessariamente chegam com uma maior frequência na BS, conforme visto sobre as vias de chegada, mas sim permanecem nela por mais tempo. Se considerarmos os valores de ocorrência máximos dos contornos da série temporal de 8901 dias há um vórtice anticiclônico proveniente da Retroflexão das Agulhas em 3449 dias (ocorrência de 38.7%), centrado em 44,1°W-26,1°S.

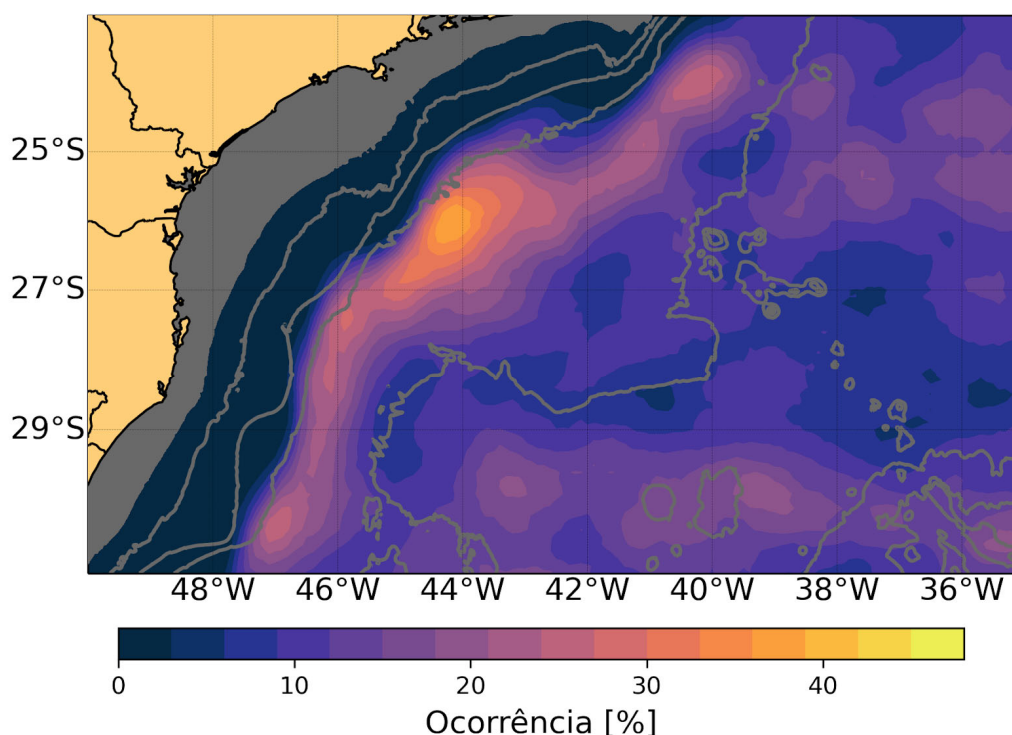


Figura IV:25 - Ocorrência dos vórtices anticiclônicos pertencentes ao conjunto AREN, entre 01 de janeiro de 1993 e 15 de maio de 2017, de acordo com os dados de

identificação de vórtices de Laxenaire et al. (2018), junto à Bacia de Santos.

Essa constatação também pode ser observada nos mapas de altimetria da região. Sabendo que essas feições vorticais são fenômenos de mesoescala, filtramos da série temporal dos campos de função de corrente os processos que ocorrem em escalas maiores que 181 dias (ou seis meses), ou seja, retiramos regimes de baixa-frequência. Desse modo, priorizamos visualizar na região qual padrão de feições de mesoescala seria dominante. Na Figura IV:26, visualizamos novamente junto ao PSP, no campo médio de função de corrente da série de 1993-2019, os maiores valores negativos de função de corrente, que, por sua vez, denotam a presença de uma robusta feição anticiclônica.

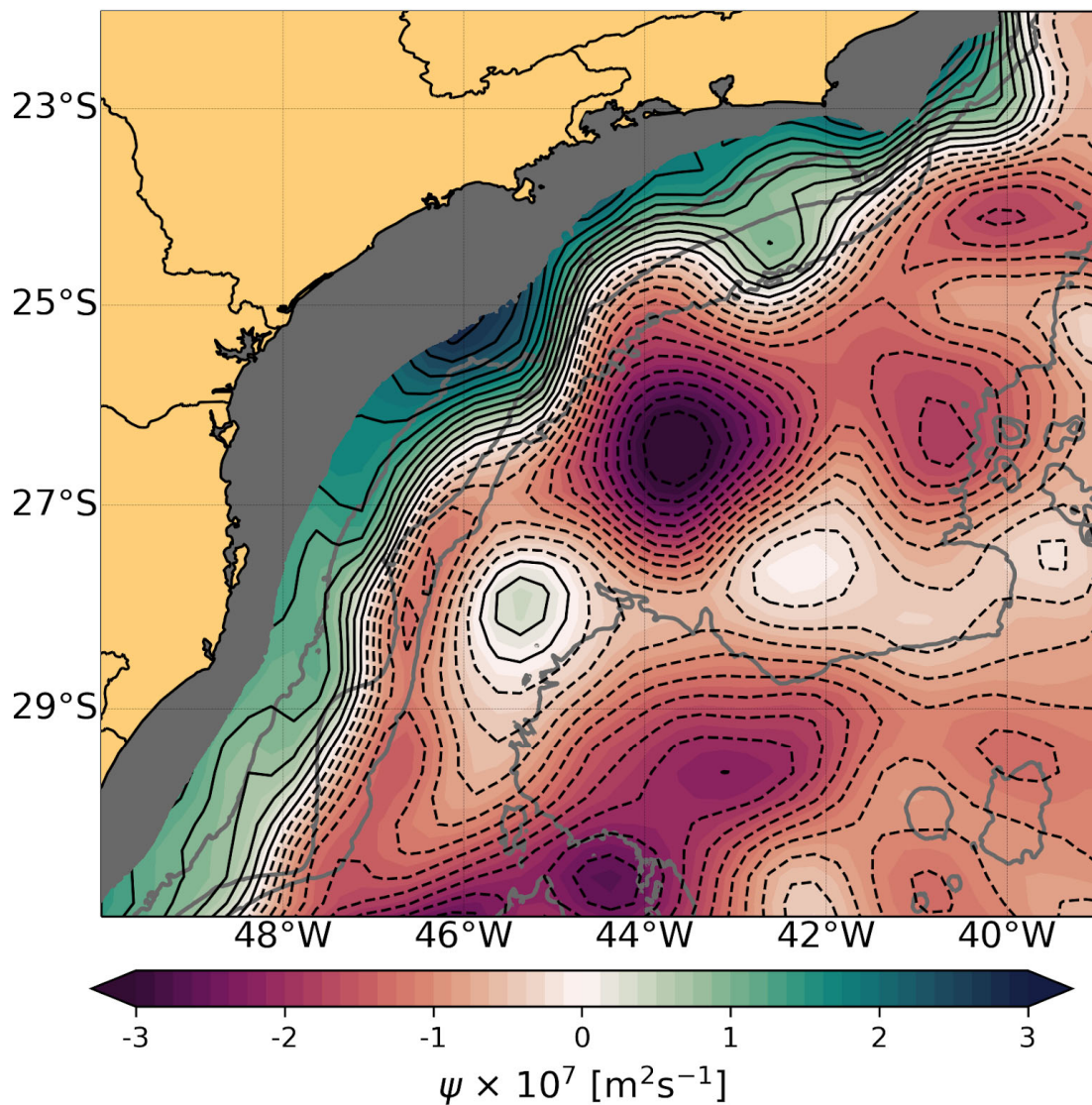


Figura IV:26 - Campo médio filtrado (filtro Blackman por convolução de passa-alta de

181 dias) dos campos de função de corrente (ψ) estimados da topografia dinâmica absoluta fornecida pela CMEMS, para a região da Bacia de Santos, entre 1993 e 2019. Valores negativos representam feições anticiclônicas e os positivos, ciclônicas.

Assim, entre 1993 e 2019, um grande vórtice anticiclônico é a feição que apresentou uma assinatura recorrente dominante na mesoescala da BS adjacente ao domínio mais costeiro da CB e da CCI. Fato esse que corrobora aquele observado anteriormente com as taxas de ocorrência dos vórtices do conjunto AREN. Isto é, não somente averiguamos a permanência de uma importante feição anticiclônica na região, como começamos a estimar a sua origem relacionada à rede de anéis das Agulhas. Essa observação é inédita sobre a região, principalmente pela assinatura média se situar sobre o PSP. Generaliza o trabalho de Guerra et al. (2018) em relação à interação desses vórtices (não apenas para os primários, mas para todo o AREN) com o Sistema CB e também denota um importante vínculo entre porções distintas de uma mesma bacia e a extensão da conexão Indo-Atlântica. Em seguida, avaliaremos o processo de aprisionamento e permanência desses vórtices na BS.

Por fim, se focarmos na região de maior ocorrência dos vórtices anticiclônicos (Figura IV:25), e confrontarmos com a ocorrência dos vórtices ciclônicos (Figura IV:27), notamos que há uma aparente relação entre as feições vorticais remotas e locais. Podemos observar que há uma repetição entre a chegada dos anéis na BS com o posicionamento de um vórtice ciclônico a oeste dessa feição. Portanto, parte importante da chegada dos anéis (entre 24°S e 26°S) é o pareamento, ou formação de um dipolo, com um vórtice ciclônico associado à CB. Não necessariamente a evolução do anel na BS será pareada com o ciclone, mas constatamos essa primeira interação do anticiclone com um meandro de Cabo Frio da CB ou com um vórtice ciclônico anteriormente despreendido do eixo do jato.

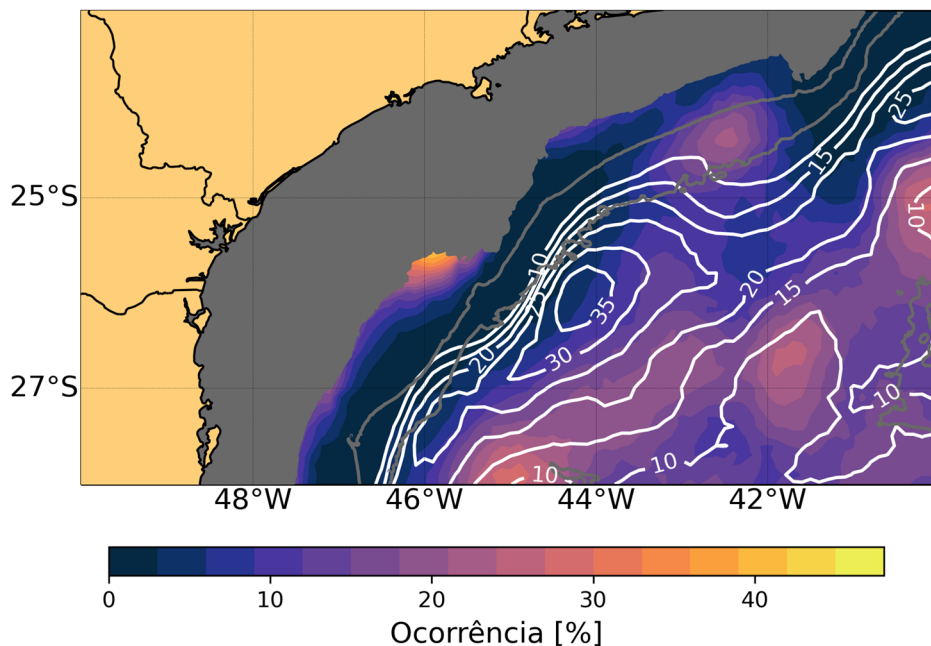


Figura IV:27 - Ocorrência dos vórtices anticiclônicos (contornos brancos) e ciclônicos (escala de cores), entre 01 de janeiro de 1993 e 15 de maio de 2017, de acordo com os dados de identificação de vórtices de Laxenaire et al. (2018). A taxa considerada para os contornos brancos foi de ocorrência a partir de 10%.

IV.3.2. O Aprisionamento dos Anéis das Agulhas

A passagem dos vórtices anticiclônicos das Agulhas na BS pode ser dividida, de maneira generalista, em três estágios: chegada, aprisionamento e migração para fora da bacia. A chegada dos vórtices anticiclônicos foi tratada na Subseção IV.4.1, onde após cruzar o Atlântico Sul, chegam através de múltiplas vias, sendo que junto à via de 25°S, ocorrem as maiores taxas de ocorrência desses anéis na BS. O último estágio representa o anel saindo da região de interesse, após um estágio mais singular: o aprisionamento.

Consideramos os estágios seguintes à chegada dos anéis da Agulhas como a passagem desses na BS. O aprisionamento se refere ao período em que um vórtice de determinada polaridade, anticiclônica no caso, é cercado por vórtices de polaridade oposta, podendo afetar sua longevidade e deslocamento. Esse fenômeno já foi estudado em modelos teóricos, idealizados e no oceano real (e.g. Carton, 1992; Flierl, 1988, Reinaud 2017, Prants et al., 2018) e nos chama atenção sua ocorrência na BS. Tal efeito do aprisionamento pode ser observado nas Figuras IV:25 e IV:26, estando vinculado à maior taxa de ocorrência ou a assinatura mais predominante no campo médio. Veremos nesta seção que esse sinal não está relacionado apenas a uma notável chegada de vórtices, mas também a uma significativa

permanência deste na BS.

Baseado nos dados de Laxenaire et al. (2018) e na Figura IV:25, definimos uma região de alta ocorrência de vórtices anticiclônicos onde os valores de ocorrência são maiores que a mediana (31.5%) (Figura IV:28). A partir dessa região, observamos que ocorreu a passagem de 137 vórtices anticiclônicos, dos quais, 131 são considerados anéis das Agulhas. Em média, esses anéis permanecem na região de alta ocorrência por $49,6 \pm 32,3$ dias, chegando em alguns casos a 153 dias. Os seis vórtices anticiclônicos de origem indeterminada apresentaram o valor médio de ocorrência de $33,0 \pm 18,4$ dias.

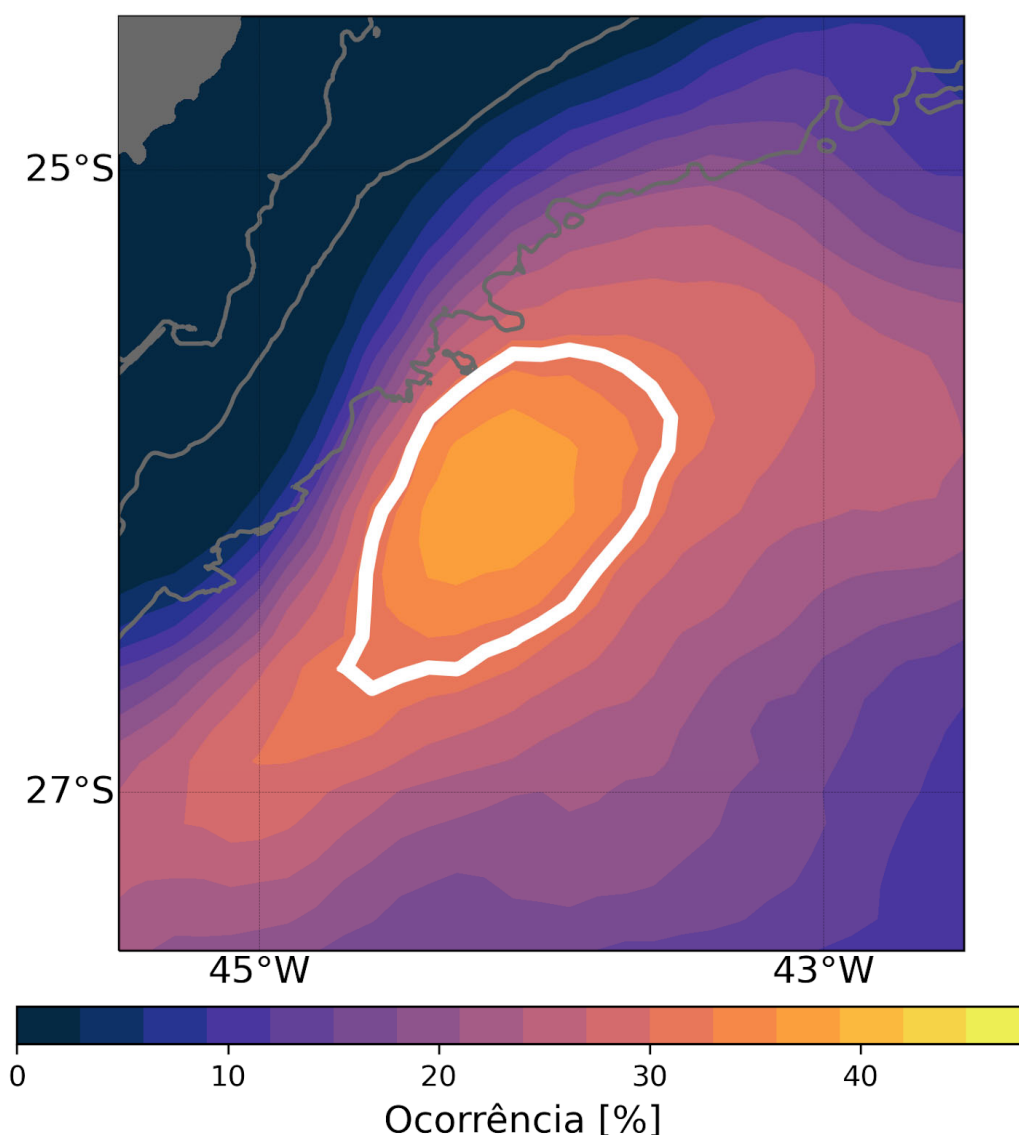


Figura IV:28 - Ocorrência dos vórtices, entre 01 de janeiro de 1993 e 15 de maio de 2017, de acordo com os dados de identificação de vórtices de Laxenaire et al. (2018). O contorno branco representa a região de alta ocorrência, com valores maiores que a mediana.

Ainda considerando a região de alta ocorrência como referência para a avaliação da permanência desses anéis das Agulhas, contabilizamos os dias em que há ocorrência e a quantidade de estruturas vorticais por ano (Figura IV:29). Para essa análise, um vórtice que tem sua duração em anos diferentes, foi considerado apenas no ano em que se inicia o seu ciclo dentro da BS e o ano de 2017 foi desconsiderado por estar incompleto no conjunto de dados.

Portanto, temos que anualmente $5,4 \pm 1,3$ vórtices estão presentes na região, com ocupação em média de $266,7 \pm 42,0$ dias por ano. Ou seja, por ano, em 73,1% do tempo, há a ocupação de um vórtice anticiclônico na região. Essa estatística apresenta valores superiores aos observados nos mapas de ocorrência (por exemplo, Figura IV:25), por dois motivos. O primeiro é que os mapas consideram a ocorrência por ponto de grade, e a contagem, pela presença de qualquer ponto de um contorno de vórtice na região, portanto, a contagem é mais abrangente. O segundo motivo é que em alguns dias do ciclo de um vórtice, o algoritmo do Laxenaire et al. (2018) perde a detecção e retoma em seguida. Na presente contagem, reconstruímos a série temporal considerando a presença do vórtice entre dias em que a detecção é inválida.

Inicialmente, podemos destacar na Figura IV:29, o ano de 1995, onde há a menor quantidade de vórtices na região (três vórtices), porém, a região é ocupada em 84% do ano. Portanto, uma baixa quantidade de vórtices emitidos para a BS não determina a persistência dos eventos. O inverso também é verdadeiro, sendo assim, o ano com maior quantidade de vórtices contados (2013), não é o ano com a maior ocupação em dias (2007).

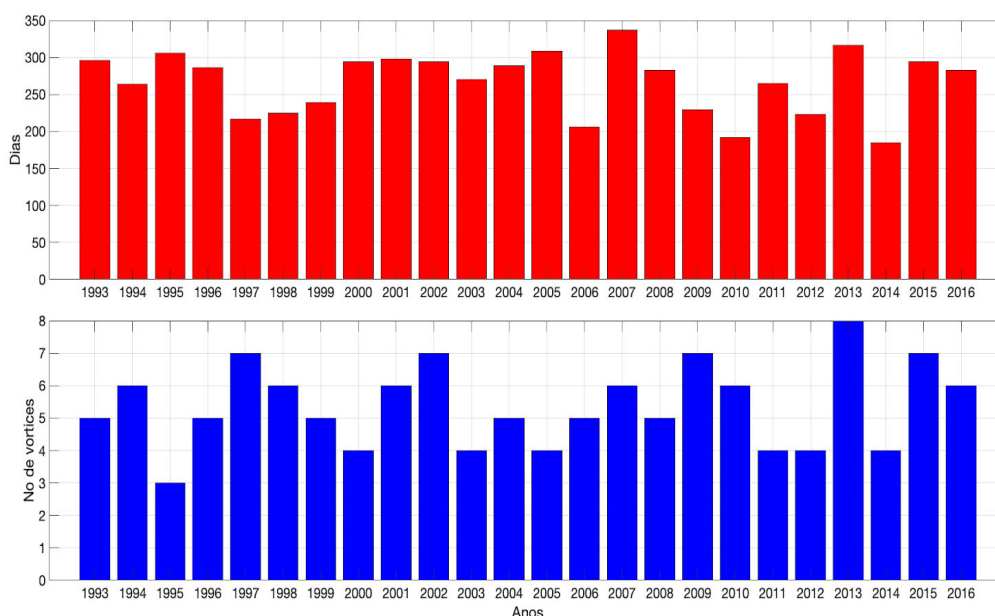


Figura IV:29 - Dias de ocupação (vermelho) e quantidade (azul) de vórtices anticiclônicos das Agulhas na região de alta ocorrência na Bacia de Santos por ano.

Se considerarmos o valor médio do tempo de permanência dos anticlones não provenientes das Agulhas (33,0 dias) como um limite inferior de permanência, a contabilização dos vórtices da AREN é alterada (Figura IV:30). A quantidade média de vórtices por ano diminui para $3,6 \pm 0,9$ e a quantidade de dias para $239,0 \pm 53,0$. Por obviedade, a quantidade de dias não é tão afetada, em outra mão, a quantidade de vórtices sim. Por exemplo, em 1997 a contagem passa de sete vórtices em um ano para uma única ocorrência. Portanto, a escolha dos critérios para considerarmos um evento de aprisionamento é essencial para a avaliação do processo.

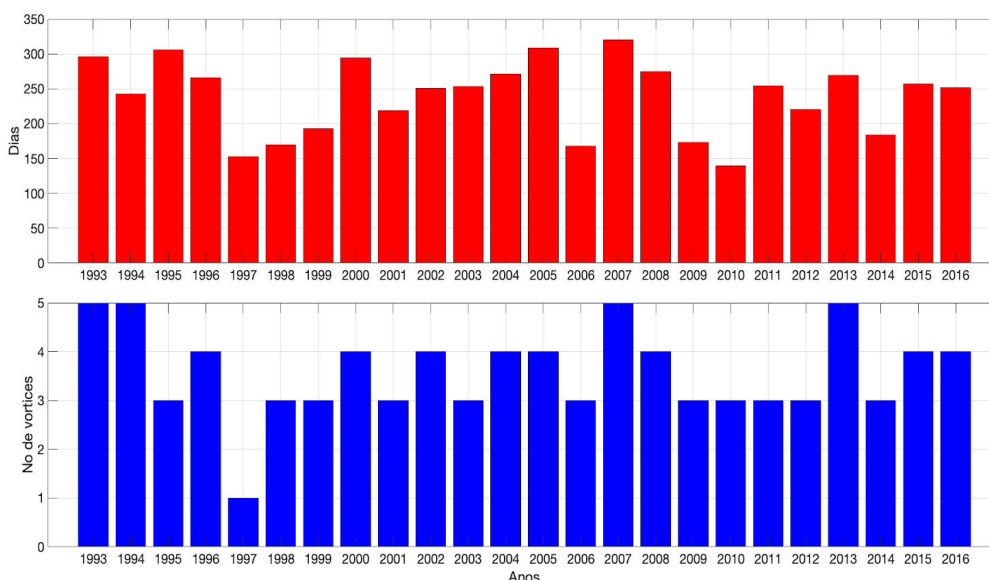


Figura IV:30 - Dias de ocupação (vermelho) e quantidade (azul) de vórtices anticiclônicos das Agulhas na região de alta ocorrência na Bacia de Santos por ano, considerando o limite mínimo de 33 dias de duração de um único vórtice.

Uma observação recorrente, durante o processo de permanência desses vórtices anticiclônicos na BS, é a presença de vórtices ciclônicos próximos, ao redor dos anticlones. Como podemos ver na média da Figura IV:26, existe um cenário médio onde pelo menos três feições ciclônicas se posicionam ao redor do sinal médio do anticiclone: uma à noroeste, outra à sudeste e uma à sudoeste. Considerando agora os eventos de permanência dos anticlones como referência para a ocorrência dos ciclones, avaliamos como a incidência e a distribuição espacial dessas feições com polaridades distintas acontecem.

Assim como observado para a Figura IV:19B, os vórtices ciclônicos continuam distribuídos em dois setores da BS (Figura IV:31). O mais

importante dessa configuração observada é que para os 131 vórtices anticiclônicos que permanecem na região, contabilizamos a distribuição de 313 vórtices ciclônicos, sendo: 265 se posicionando ao sul do anticiclone (contorno verde da Figura IV:32) e 48 a nordeste da ocorrência dos anticiclones (contorno ciano da Figura IV:33).

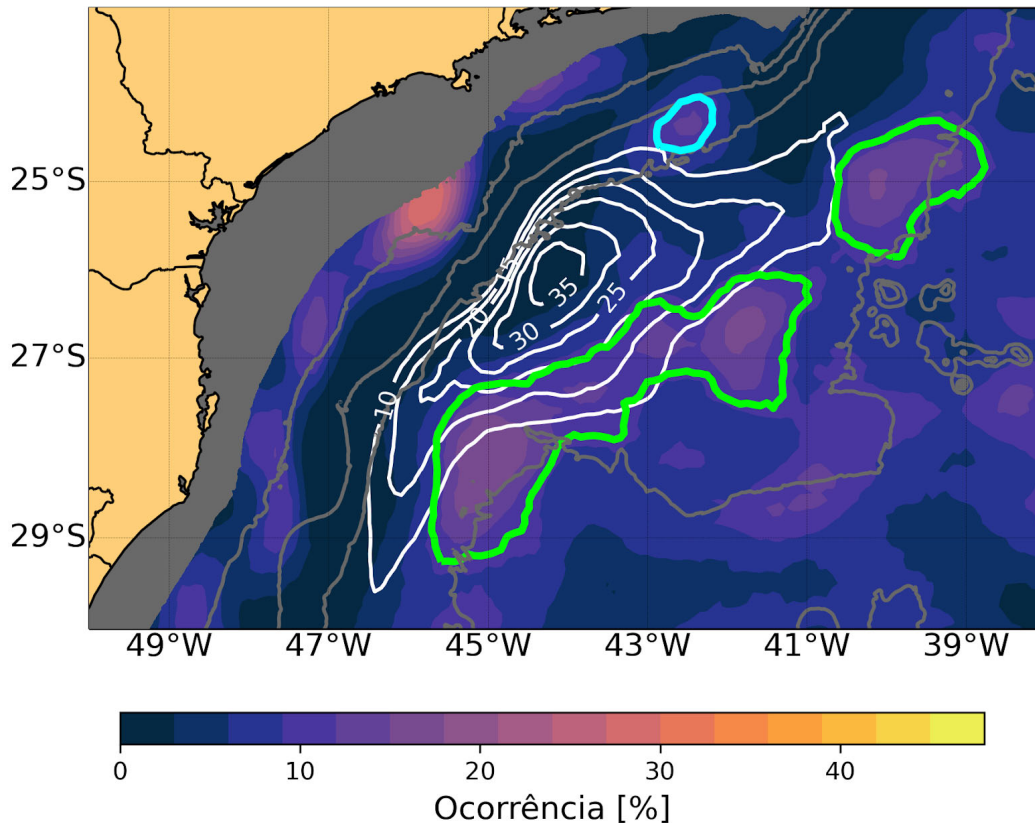


Figura IV:31 - Ocorrência dos vórtices ciclônicos durante eventos de permanência de vórtices anticiclônicos na Baía de Santos, entre 01 de janeiro de 1993 e 15 de maio de 2017, de acordo com os dados de identificação de vórtices de Laxenaire et al. (2018). Os contornos verdes representam as regiões de alta ocorrência à sudeste e o contorno ciano à região de alta ocorrência a noroeste dos ciclones. Os contornos brancos representam a ocorrência dos anticiclones.

Sobre a origem dos vórtices ciclônicos, utilizamos o conjunto de dados de Laxenaire et al. (2018) para compreendermos se possuem origem remota à BS ou se são apenas vórtices ciclônicos associados à CB e suas instabilidades. Sendo assim, baseados nos contornos das maiores ocorrências, pudemos inicialmente observar que os vórtices ciclônicos que contornam os anticiclones junto à isóbata de 2500 m são provenientes de regiões diferentes. Dos 265 ciclones observados (Figura IV:32), 148 tiveram sua origem vinculada à própria BS. Diferentemente do que é feito para os anéis anticiclônicos da Agulhas, as saídas do conjunto do Laxenaire et al. (2018) não nos possibilitam rastrear a origem dos vórtices ciclônicos anteriormente a um

processo de splitting, por exemplo. Em seguida, temos que a maior fonte de ciclones para o processo de aprisionamento dos anéis também é do leste da bacia (73 ciclones). Vindos do sul do PSP, observamos 21 ciclones. Já da região onde são usualmente gerados os VCFs, detectamos 19 ciclones; e advindos do norte da BS, apenas quatro.

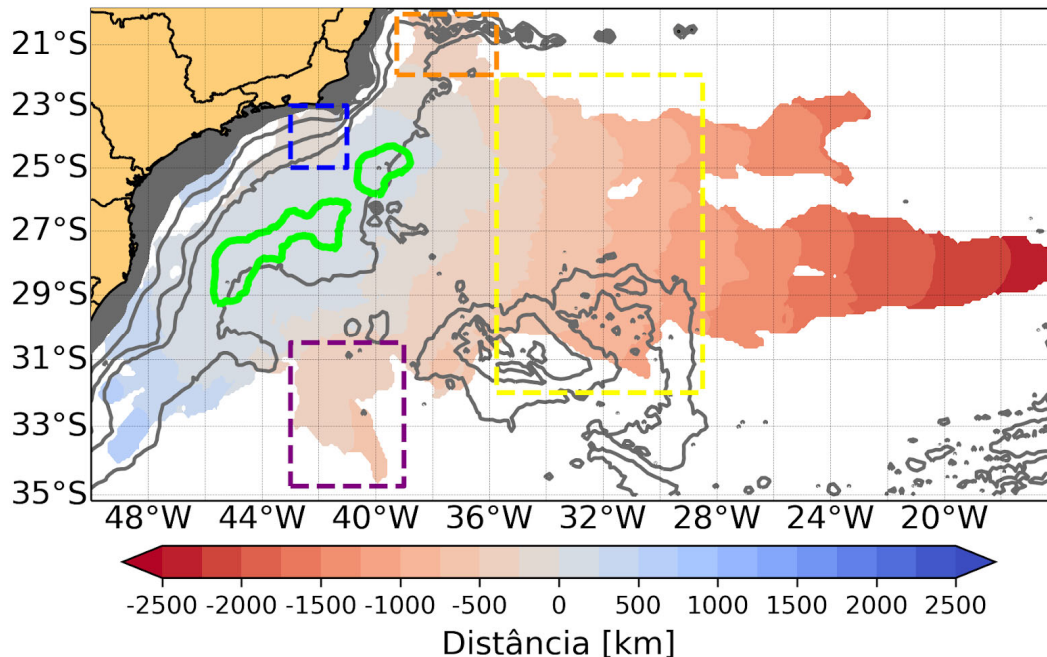


Figura IV:32 - Distância média (km) dos contornos do vórtice ciclônico da região de maior ocorrência ao largo da isóbata de 2500 m (contorno verde), entre 01 de janeiro de 1993 e 15 de maio de 2017, de acordo com os dados de identificação de vórtices de Laxenaire et al. (2018). Valores negativos representam a distância antes do contorno e valores positivos, depois de atingirem o contorno. Contorno verde referente à área de alta ocorrência da Figura IV:31 e as áreas tracejadas utilizadas para a contagem sobre a origem dos vórtices: Leste (amarelo), Sul (roxo), Cabo Frio (azul) e Norte (laranja).

O que podemos sintetizar sobre os vórtices ciclônicos relacionados ao contorno da Figura IV:33, é que estes vêm tanto do norte da região, vinculados à região de Cabo Frio, quanto de leste. Destaca-se o fato de que esses vórtices, em sua maioria, não avançam sobre a plataforma ou são incorporados à CB. Sendo que a partir de 24°S, existe a tendência destas feições se afastarem da quebra da plataforma. As feições ciclônicas vinculadas a esse contorno apresentam menor ocorrência, se comparadas aos outros contornos, mas mesmo assim, estão presentes em quase 40% dos eventos de aprisionamento (48 ciclones em 131 eventos).

Podemos destacar então que a permanência dos vórtices anticiclônicos sobre o PSP está vinculada ao aprisionamento recorrente por vórtices de

polaridade oposta, que podem ser compostos por ciclones formados localmente devido à instabilidade da CB, e/ou remotos, que se deslocaram para a BS. Os ciclones contornam e mantêm os anticiclones adjacentes à CB, favorecendo a permanência destes próximo à região do PSP, impedindo que anéis escapem para fora da BS, fenômeno semelhante ao observado por Prants et al. (2020), em que a permanência de anticiclones sobre a Fossa das Curilas-Kamchatka é atribuída ao bloqueio por ciclones de menor escala. Adicionalmente, a interação dos anticiclones com o jato da CB perturba sua frente de vorticidade, respondendo com meandramento subsequente à região. O aprisionamento dos anéis é um processo complexo, que envolve diversas feições ciclônicas, com padrões variáveis. Essa configuração se soma a uma anomalia batimétrica (o PSP), adicionando assim mais um agente topográfico potencialmente relacionado ao processo.

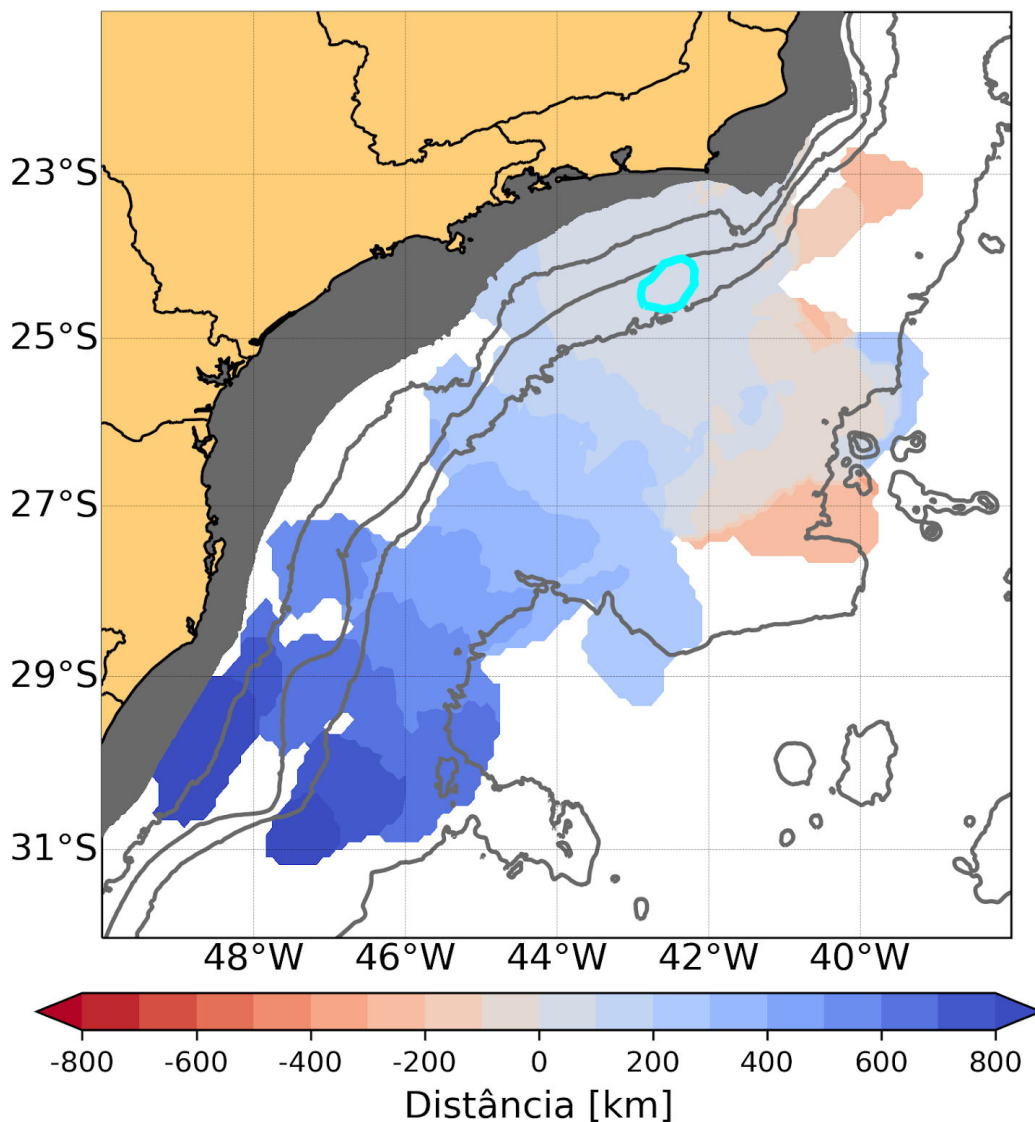


Figura IV:33 - Distância média (km) dos contornos do vórtice ciclônico da região de

maior ocorrência sobre o talude (contorno ciano), entre 01 de janeiro de 1993 e 15 de maio de 2017, de acordo com os dados de identificação de vórtices de Laxenaire et al. (2018). Valores negativos representam a distância antes do contorno e valores positivos, depois de atingirem o contorno. Pontos com ocorrência de um único contorno de vórtice foram retirados da média.

IV.3.3. Diagnóstico dos Anéis das Agulhas por Observações In Situ

Uma outra forma de explorarmos a chegada e a influência desses anticiclones na BS é através da análise de séries correntográficas. Aqui, analisaremos os dados obtidos pelo Fundeio F2200 (Belo, 2011) durante o período de um ano, entre dezembro de 2008 e novembro de 2009, centralizado na chegada do Vórtice do cruzeiro CERES III (Figura IV:34A). Os dados aqui apresentados foram adquiridos por um ADCP de 75 kHz no modo 'upward looking', em 39 níveis de profundidade, com discretização vertical de aproximadamente 10 metros entre 43 e 373 m, e cinco correntógrafos nas profundidades de 800, 1200, 1600, 2020 e 2180 m. Observando a série temporal dos vetores de velocidade (Figura IV:34B) em níveis selecionados, verificamos que não existe um sentido predominante no escoamento, sendo este marcado por intensa variabilidade e inversões. Ainda, tais inversões ocorrem ao longo da coluna d'água inteira, denotando o caráter barotrópico das perturbações que passam sobre o PSP.

De fato, a recorrência de inversões no sentido do escoamento nessa região faz com que os perfis médios de velocidade, rotacionados em aproximadamente 30°, nas componentes paralela e perpendicular à quebra de plataforma, sejam próximos de zero e com elevados desvios padrões (Figura IV:35). O perfil médio de velocidade apresentado na Figura IV:35 ratifica a alta variabilidade do sentido de escoamento da região.

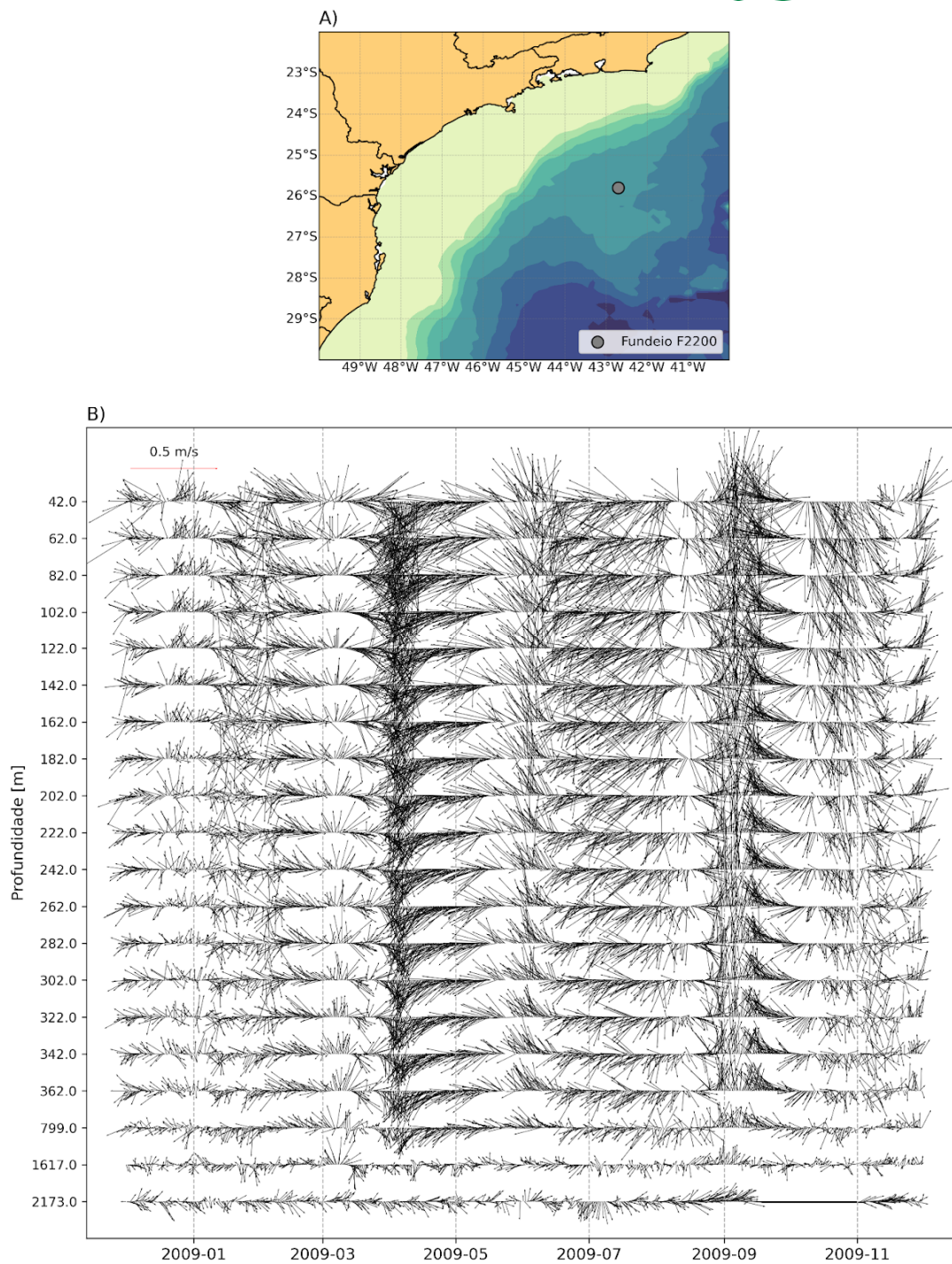


Figura IV:34 - A) Localização do Fundeio F2200 (adaptado de Belo, 2011); B) Série temporal dos vetores de velocidade medidos pelo fundeio em diferentes profundidades.

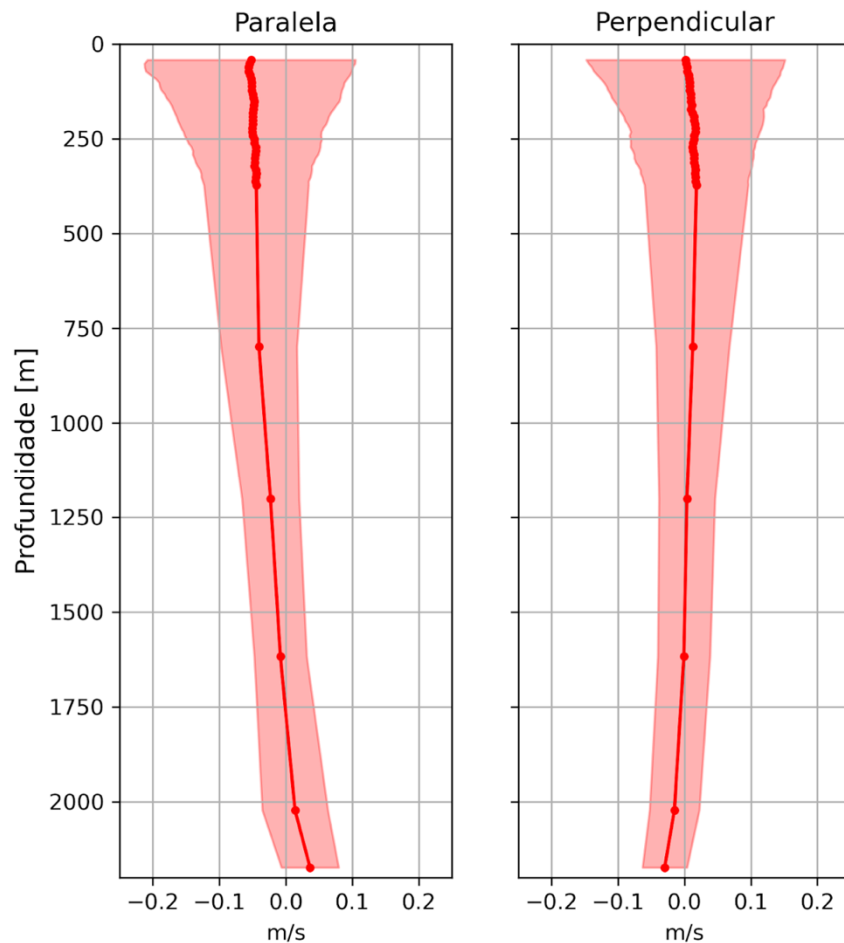


Figura IV:35 - Perfil médio (linha sólida) e desvio padrão (área hachurada) das componentes de velocidade paralela (esquerda) e perpendicular (direita) à quebra de plataforma no fundeio F2200.

Buscando entender como é o padrão de escoamento no sentido que flui a CB, examinemos agora o diagrama de Hovmöller somente da componente de velocidade paralela à quebra de plataforma (Figura IV:36A). O fundeio permaneceu no interior do VCIII por aproximadamente 51 dias. Observamos que no período em que há a chegada desse anticiclone, ocorre uma intensificação da velocidade ao longo da coluna d'água inteira (Figuras IV:34B e IV:36A). Valores em superfície foram superiores a 0,5 m s⁻¹ em direção ao sul. À medida que o vórtice se movimenta através do fundeio, observamos que há uma inversão no sentido do escoamento, sendo a saída do anticiclone marcada por valores de velocidade para nordeste próximos de 0,4 m s⁻¹ em superfície.

A técnica estatística de modos normais por Funções Ortogonais Empíricas (EOF) é amplamente empregada na ciência oceanográfica, pois permite a análise da variabilidade vertical das correntes com base em séries de tempo. Com isso, para cada função empírica obtida haverá uma estrutura espacial associada, assim como um percentual de variabilidade explicado por

ela. Sendo assim, observaremos agora a estrutura vertical da primeira EOF para a velocidade paralela à costa, responsável por 78% da variância observada no fundeio, disposta na Figura IV:36B. Notamos que a estrutura vertical desse modo não possui inversão de sinal ao longo das profundidades, indicando que a variabilidade das correntes ocorre, sobretudo, no mesmo sentido. Ainda, esse resultado mostra que a maior variação da magnitude das correntes está concentrada nos primeiros 600 m de coluna d'água, com destaque para os primeiros 200 m. Esses resultados estão de acordo com os obtidos por Belo e Silveira (2013), que realizaram uma análise semelhante para uma série temporal de dados ainda maior deste mesmo fundeio.

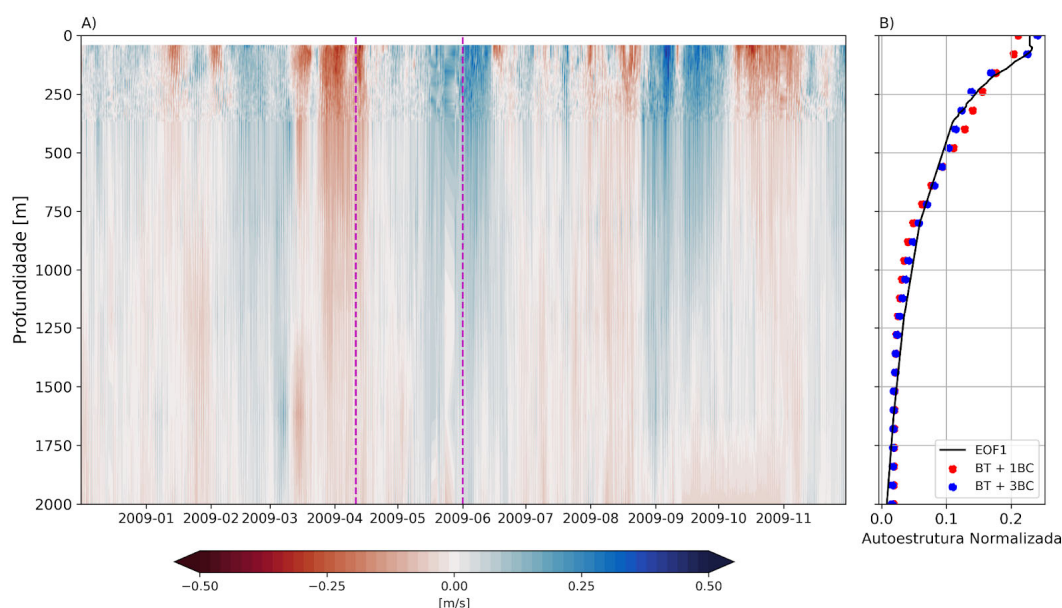


Figura IV:36 - A) Diagrama de Hovmöller da componente de velocidade paralela à costa, linhas tracejadas em magenta demarcam o período em que o contorno externo do anticiclone do CERES III esteve sobre o fundeio; B) Perfil da autoestrutura da primeira EOF (EOF1) responsável por 78% da variabilidade da componente paralela à costa no fundeio, círculos em vermelho (azul) denotam a projeção de dois (quatro) modos dinâmicos na estrutura da EOF.

Podemos entender um pouco mais da dinâmica associada ao modo obtido pela primeira EOF, ao projetarmos os modos dinâmicos de variação vertical na estrutura dessa EOF (círculos da Figura IV:36B). Utilizando apenas dois modos dinâmicos, isto é, o modo barotrópico e o primeiro baroclínico, grande parte da estrutura da EOF é recuperada. Isto significa dizer que tais modos podem ser os dominantes na variabilidade das correntes observadas sobre o PSP, e conseqüentemente, na dinâmica das feições vorticiais que passam pelo platô.

O resultado obtido a partir da análise dinâmica e estatística do fundeio

F2200 é corroborado ao observarmos a estrutura vertical de velocidade medida no interior do anticiclone do CERES III (Figura IV:37). Pela seção medida, observamos que o vórtice apresenta elevada barotropicidade (i.e a coluna d'água inteira girando toda no mesmo sentido), com maiores valores de velocidade observados próximos à superfície. Cerca de 60% da estrutura do vórtice observada por L-ADCP é reproduzida utilizando-se apenas o modo barotrópico e o primeiro modo baroclínico para a reconstrução dos perfis de velocidade (Figura IV:37), o que de fato evidencia a importância desses dois modos na dinâmica dos anticiclones presentes na BS.

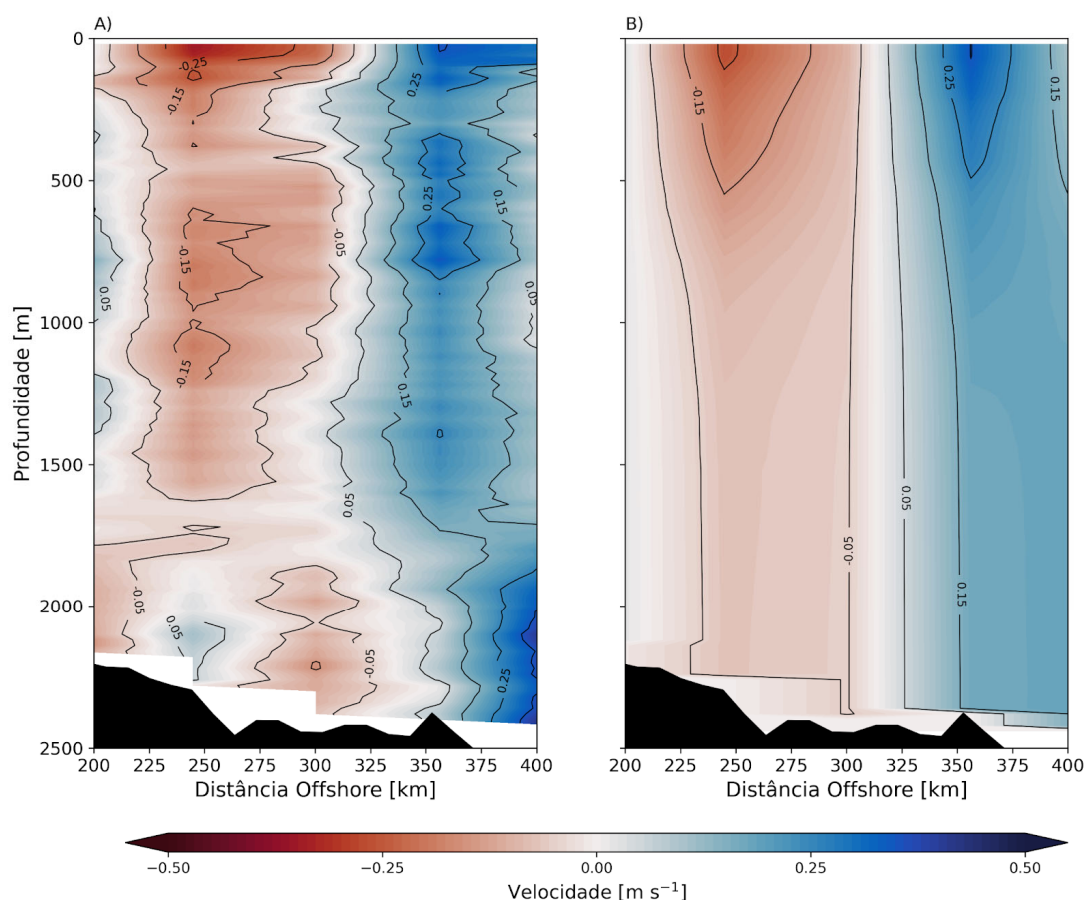


Figura IV:37 - A) Seção transversal de velocidade observada por L-ADCP no interior do anticiclone do cruzeiro CERES III; B) Reconstrução da seção de velocidade observada utilizando apenas o modo barotrópico e o primeiro modo baroclínico.

Além da estrutura de velocidade, a amostragem in situ do VCIII nos permite também avaliar as diferenças no conteúdo de calor e sal dos anticiclones em relação às águas da BS. Na Figura IV:38, temos as seções de temperatura e salinidade medidas por CTD no interior do vórtice e suas anomalias, calculadas utilizando como referência uma climatologia de flutuadores Argo na região (Roemmich e Gilson, 2009). Observamos, pelas Figuras IV:38B e IV:38D que esse anticiclone possui águas mais quentes e

salinas do que a BS, da superfície a aproximadamente 1500 m para temperatura e 1000 m para salinidade. Ainda, é válido ressaltar que os máximos de anomalia ($\sim 3^{\circ}\text{C}$ e $\sim 0,65 \text{ g kg}^{-1}$) ocorrem em subsuperfície, em uma profundidade próxima de 180 m. A presença de uma feição mais quente e salina corrobora o trabalho de Laxenaire et al. (2019), que observaram um anel das Agulhas cruzando o Atlântico e verificaram que esse teve um aumento de temperatura e salinidade ao longo de seu trajeto.

Essas anomalias estão diretamente relacionadas às classes de temperatura e salinidade provenientes do Índico. Segundo Olson et al. (1992), três termostatas são introduzidas no Atlântico Sul com maior relevância: de $15,4^{\circ}\text{C}$, de $16,4^{\circ}\text{C}$ e de $17-18^{\circ}\text{C}$. A mais quente entre as citadas está diretamente relacionada à Água Modal Subtropical do Índico (Gordon et al., 1987; Toole e Warren, 1993), formada na RAg (Gordon, 1985; Fine et al., 1988). Portanto, os vórtices emitidos na região da RAg podem transportar camadas homogêneas de água modal para o interior do Atlântico Sul (Gordon et al., 1987; Fine et al., 1988; Van Aken et al., 2003; Chen et al., 2022). A Água Modal Subantártica também pode ser observada sendo transportada por vórtices das Agulhas (McCartney, 1979), com maior intervalo de temperatura ($4-15^{\circ}\text{C}$), devido a sua vasta cobertura espacial, junto ao Oceano Austral.

As águas modais são caracterizadas tanto pela homogeneidade, contrastante com as termoclinas sazonal e permanente, quanto pela conservação das propriedades dentro dessa camada (Hanawa e Talley, 2001). Portanto, mesmo que na região sudeste do Atlântico Sul haja formação de camadas de Água Modal Subtropical do Atlântico Sul (Provost et al., 1999; Sato e Polito, 2014; Bernardo e Sato, 2020; Chen et al., 2022), o conteúdo transportado pelos vórtices torna-se distinto do observado no Atlântico Sul. Guerra et al. (2018) conseguiram observar o caso de um anel das Agulhas, que interage com a CB, carregando tanto uma termostata com características relacionadas à Água Modal Subtropical do Índico (por volta de 17°C), quanto com a Água Modal Subantártica ($12-14^{\circ}\text{C}$), em uma porção mais funda do vórtice. Portanto, temos assim uma importante fonte de anomalias de temperatura, e respectivas anomalias de salinidade, para a região da BS.

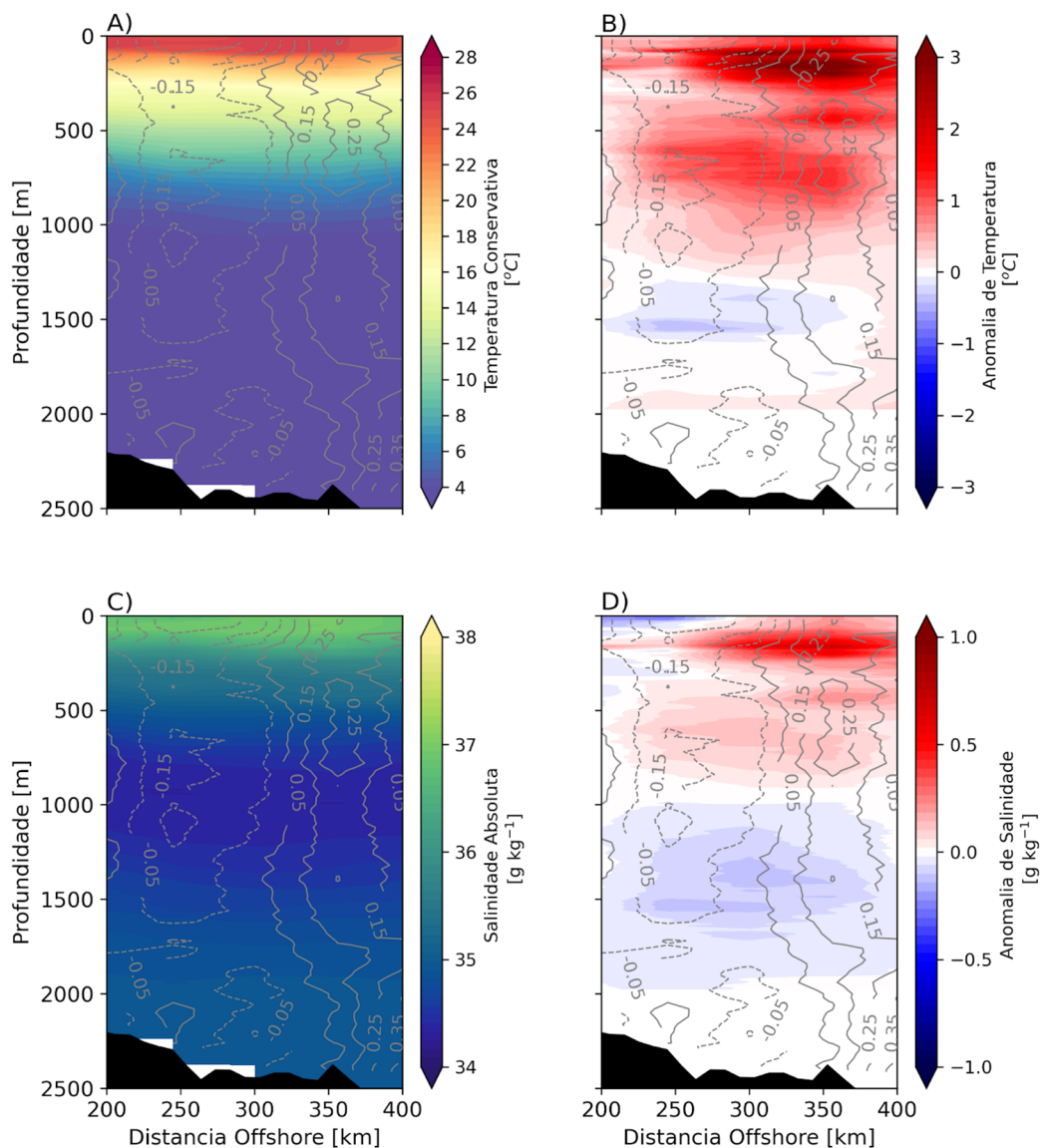


Figura IV:38 - Seções transversais de temperatura (A) e salinidade (C) no interior do anticiclone capturado pelo cruzeiro CERES III assim como suas anomalias (B, D), respectivamente. Linhas sólidas em cinza representam a seção transversal de velocidade obtida com L-ADCP.

IV.3.4. Processos de Transporte e Mistura dos Anéis das Agulhas na Bacia de Santos

As amostragens in situ, aliadas à detecção de vórtices por altimetria satelitária mostram que os anéis da RA_g podem transportar águas externas à BS para dentro da região, gerando anomalias de temperatura e salinidade. No entanto, as seções verticais e os campos de função de corrente mostrados na

subseção anterior fornecem pouca informação sobre os processos de mistura decorrentes da presença dessas feições na BS, tornando necessário ampliar esse conhecimento a partir de uma abordagem lagrangiana.

Análises lagrangianas são comumente utilizadas para entender os processos de transporte e mistura de estruturas coerentes, definidas como elementos de fluido organizados em escalas de tempo e espaço significativas. Estruturas lagrangianas coerentes (ELC) buscam isolar trajetórias especiais de fluidos que ordenam o restante do escoamento e são eficientemente detectadas em campos de velocidade, incluindo campos advindos de altimetria (Haller, 2002; Lehahn et al., 2007; Liu et al., 2018). Uma das formas de se extrair as ELCs é através da obtenção de curvas de máximo local - ou cristas - numa técnica denominada de “Expoentes de Lyapunov de Tempo Finito” (ELTF). Expoentes de Lyapunov são critérios quantitativos do movimento caótico dos fluidos, fornecendo a taxa de dispersão destas partículas. Na prática, calculamos o ELTF, que é a taxa de separação máxima para um conjunto de partículas vizinhas advectadas em um tempo definido.

Calculamos os campos de ELTF seguindo a metodologia aplicada por Liu et al. (2018) à Corrente do Golfo. Primeiro, interpolamos linearmente os campos de velocidade geostrófica derivados de altimetria para uma resolução horizontal de $0,05^\circ$ e temporal de oito horas. Em seguida, aplicamos o algoritmo Ocean Parcels para estimar a trajetória das partículas (i) avançando e (ii) regredindo no tempo. Por fim, calculamos o ELTF em um intervalo de 15 dias, valor típico do crescimento exponencial de vórtices de mesoescala (Williams et al., 2007), para (i) e (ii). Consideramos como as ELCs, as cristas de ELTF correspondentes aos máximos locais diários (superior ao 95º percentil).

Para o cálculo de ELTF, assumimos haver um conjunto de partículas distribuídas uniformemente sobre a área de estudo no instante inicial, e que os campos de ELTF indicam as regiões de maior espalhamento das partículas. Quando aplicamos o método (i), as ELCs correspondentes indicam regiões de máxima divergência (repulsão). Analogamente, as ELCs extraídas dos campos de ELTF resultantes do método (ii) indicam regiões de máxima convergência (atração).

Outro elemento estrutural importante para o estudo em questão é o ponto de sela, definido como o ponto de interseção entre uma ELC convergente e outra divergente. Os pontos de sela atraem partículas de diferentes direções e as repelem para outras, dessa forma, atuam como divisores de regiões com comportamentos dinamicamente distintos. O movimento caótico dos escoamentos não-estacionários, leva à deformação das ELCs e conseqüentemente à variação dos pontos de sela ao longo do

tempo, revelando as regiões preferenciais de troca de água entre o fluido cercado pelas ELCs e o ambiente ao redor (Beron-Vera et al., 2008; Liu et al., 2018).

Aplicamos o método apresentado visando caracterizar o processo de mistura entre os anéis provindos da RA_g e as águas circundantes na BS, especificamente, no período em que o VCIII é identificado pelo TOEddies (Subseção IV.4.1). A Figura IV:39 mostra os campos de ELTF centrados em 07 de maio de 2009. As cristas convergentes (Figura IV:39A) e divergentes (Figura IV:39B), presentes em todo o mapa, evidenciam o padrão complexo de mistura na região. Ainda assim, é possível identificar as principais feições observadas também na Figura IV:21. A estrutura principal da CB é representada por cristas alongadas acompanhando a orientação batimétrica. Os vórtices ciclônicos e anticiclônicos são representados por cristas em espiral. Destacamos nessa figura, um ciclone centrado em 44°W-25°S adjacente à CB e o VCIII localizado na porção central da BS. Adicionalmente, ao sul do VCIII, é possível observar as cristas convergentes e divergentes que o separam dos ciclones que impedem sua propagação, gerando um processo de aprisionamento.

A Figura IV:39C é uma sobreposição das ELCs extraídas dos painéis supracitados. Nela, observamos o VCIII como uma região fechada delimitada por ELCs de repulsão e atração alternadas. Essas estruturas se interseccionam transversalmente nos extremos longitudinais do vórtice, onde ocorrem as principais trocas de fluido com a circunvizinhança. No ponto de sela a oeste (44,5°W-26,5°S), a ELC de atração (em vermelho) indica uma região de convergência, portanto, no sentido em que o vórtice se propaga há entranhamento de fluido. No ponto de sela localizado no outro extremo (41,5°W-26°S), uma ELC de repulsão (azul) indica uma região de evasão de fluido para a região offshore da BS.

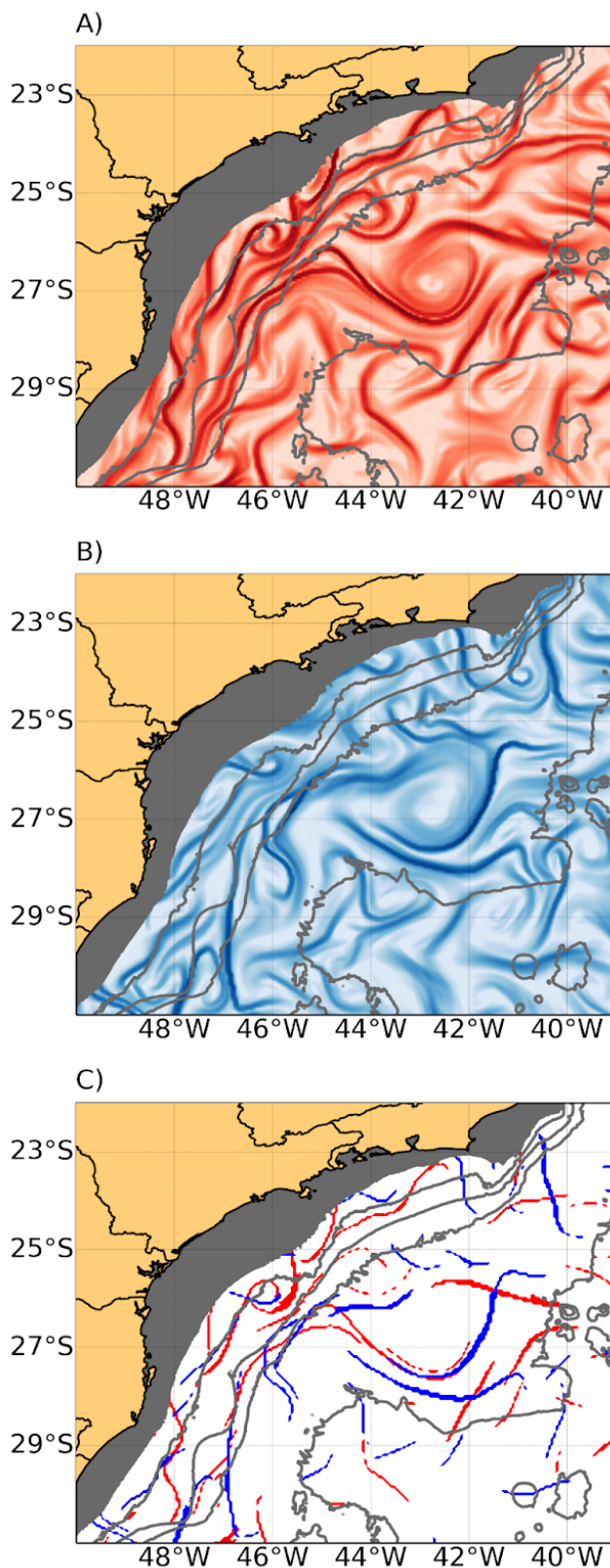


Figura IV:39 - Mapas de Expoentes de Lyapunov de Tempo Finito (ELTF) para um tempo de integração de 15 dias, centrados em 07 de maio de 2009, obtidos (A) regredindo e (B) avançando no tempo. (C) Estruturas lagrangianas coerentes extraídas das cristas de (A) em vermelho e (B) em azul, representando linhas de

atração e repulsão de escoamento respectivamente.

Na Figura IV:40, são mostradas as trajetórias das partículas traçadoras ao longo de 15 dias (delimitado preto). Tais partículas estavam inicialmente contidas no interior do vórtice, e sua evolução temporal durante esse período ilustra a conexão entre a transferência de fluido e os processos de interação dos anéis das Agulhas com os ciclones e a CB. Sobrepostos à trajetória, estão as ELCs de atração e repulsão correspondentes ao dia inicial de lançamento das partículas. As datas selecionadas exemplificam os padrões observados na fase de chegada, aprisionamento e migração.

Os painéis IV:40A e IV:40B são referentes a 01 de março de 2009, cerca de 15 dias após o VCIII surgir de uma divisão de outro anticiclone pertencente ao AREN (Figura IV:23). Nesse instante, apenas uma ELC de repulsão em formato de “U” envolve a porção sul do VCIII localizado em 40,5°W-25°S. Destaca-se também a presença de ELCs alongadas ao norte do anticiclone e adjacentes à plataforma continental, atuando como barreira entre o escoamento da CB e as feições externas a ela. Dessa forma, observamos na Figura IV:40A partículas vindas de norte atraídas para o interior do VCIII, e são provindas do anticiclone que o originou. Como as partículas estão ao largo da plataforma e das ELCs associadas à CB, estima-se que há pouca influência das águas da CB nessa fase. O experimento que avança no tempo mostra que as partículas são arrastadas no sentido de propagação do vórtice, predominantemente para oeste durante a fase de chegada, há também um canal de evasão a leste, através de um ponto de sela, onde o vórtice que originou o VCIII é realimentado (Figura IV:40B).

Os painéis seguintes (Figuras IV:40C e IV:40D) referem-se ao dia 10 de maio de 2009, onde a distribuição das ELCs é muito semelhante à observada na Figura IV:39C. As bordas do VCIII são nitidamente cercadas por ELCs de atração e repulsão, e o prolongamento das trajetórias ratifica o fato da troca de água entre o vórtice e o meio externo a ele ser quase restrito aos pontos de sela nos seus extremos longitudinais. Esse padrão é recorrente durante a fase de aprisionamento, e indica que nesse período os ciclones, além de bloquearem a propagação, fornecem uma blindagem efetiva ao anticiclone, evitando que parcelas de fluidos em seu interior se misturem com o escoamento turbulento do ambiente externo, prolongando sua coerência estrutural.

Durante a fase de migração, quando menos ciclones cercam o anel das Agulhas, sua velocidade de propagação se intensifica, além disso, ele se torna mais suscetível às interações não-lineares, deformação e, portanto, perda de coerência (Prants et al., 2020). As Figuras IV:40E e IV:40F representam o

cenário da última fase, caracterizada por ELCs de atração e repulsão cruzando a borda externa do vórtice, e em consequência disso, essas pouco indicam a borda do anticiclone. O processo de mistura no VCIII é mais intenso, trocando parcelas de fluido com o jato da CB a oeste e com outros anticiclones provindos da RAg a leste.

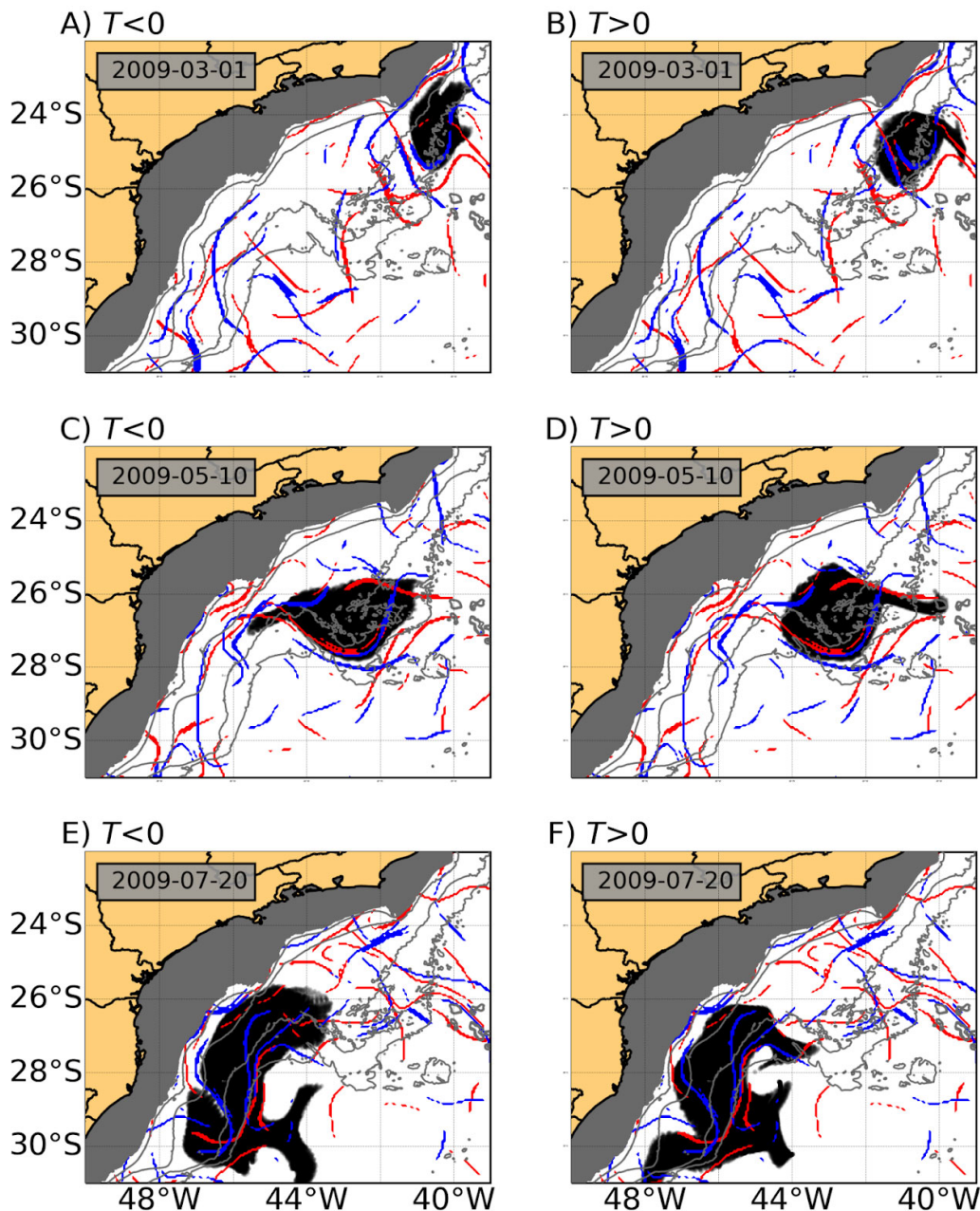


Figura IV:40 - Trajetória estimada para partículas no interior do VCIII por 15 dias. Os painéis da esquerda mostram a trajetória das partículas regredindo no tempo ($T < 0$) e os painéis da direita avançando no tempo ($T > 0$). A data de lançamento das partículas, e a data em que estão centradas as Estruturas Lagrangianas Coerentes convergentes (vermelho) e divergentes (azul) são: (a) e (b) 01 de março de 2009; (c) e (d) 10 de

maio de 2009 e; (e) e (f) 20 de julho de 2009.

IV.3.5. Dissipação de Vórtices e Mistura Oceânica na Bacia de Santos

Vórtices de mesoescala são onipresentes nos oceanos (Chelton et al., 2007, 2011) e apresentam um papel fundamental na circulação global. Eles contemplam cerca de 80% da energia cinética dos oceanos e são responsáveis pelo transporte de momentum, calor, carbono e outros nutrientes pelos oceanos, que em última instância, modulam a circulação de grande-escala, além da distribuição das propriedades pelos oceanos globais (Ferrari e Wunsch, 2009).

A partir de uma abordagem lagrangiana, mostramos na Seção IV.4.4 que a presença da CB e dos ciclones observados na BS podem induzir mistura oceânica entre as águas presentes nos anéis das Agulhas e as águas locais. Buscamos nesta seção entender se a dinâmica local favorece a dissipação de tais vórtices e então a possibilidade de ocorrência de mistura entre as feições envolvidas. Esses processos são essenciais para compreender os fatores governantes da circulação e seu impacto climático. Entretanto, várias incertezas perduram sobre os processos responsáveis pela dissipação desses vórtices, que por sua vez representam o fim do ciclo de vida dessas estruturas. Processos dissipativos são processos físicos que resultam na perda irreversível de energia cinética contida no vórtice e mistura de suas águas com as águas adjacentes. Entretanto, a teoria da dinâmica dos vórtices de mesoescala diz que grande parte da energia desses vórtices retroalimentam a circulação de grande escala (cascata de energia inversa, Charney, 1971). Porém, o sistema como um todo está constantemente recebendo energia, seja do calor emitido pelo Sol, que é absorvido de modo heterogêneo pelos oceanos, como pela transferência de momentum na superfície dos oceanos devido aos processos na interface oceano-atmosfera. Ou seja, parte dessa energia deve ser dissipada (cascata de energia direta) via processos de pequena escala para que o sistema entre em equilíbrio energético (Renault et al., 2016; Klein et al., 2019). Entretanto, os processos físicos capazes de transportar energia para as escalas dissipativas e promover mistura oceânica ainda não são totalmente compreendidos (D'Asaro et al., 2011).

Diferentes mecanismos podem extrair energia de escoamentos em balanço geostrófico através de instabilidades e transferi-la para movimentos não balanceados, de onde a energia pode ser transferida até as menores escalas (Ferrari e Wunsch, 2009; Nikurashin e Ferrari, 2011; Nikurashin et al., 2013). De acordo com Zhai et al. (2010), as regiões de borda oeste são

reconhecidas como locais de sumidouro de vórtices oceânicos que se propagam para oeste, dissipando uma grande quantidade de energia sobre as correntes de contorno oeste. A interação de um escoamento sobre topografia acidentada, ou mesmo sobre o talude continental pode promover forte dissipação de energia turbulenta, potencializando a mistura no interior do oceano (Polzin et al., 1997; Munk e Wunsch, 1998; Ledwell et al., 2000; Kunze et al., 2006; Evans et al., 2022). Nesse contexto, sugere-se que a CB possa ser peça chave no balanço de energia do Oceano Atlântico Sul, agindo como uma região de sumidouro de vórtices, sejam eles de origem local ou de origem remota (ver subseções IV.4.1 e IV.4.2). Entretanto, são poucos os trabalhos que apresentam medidas in situ da dissipação de energia no Atlântico Sul. A maioria destes trabalhos associa a dissipação de energia com a interação com topografia complexa, como por exemplo na Cadeia Meso-Atlântica (Polzin et al., 1997) e na Cadeia Vitória-Trindade (Lazaneo et al., 2022). Além da interação com a topografia, especificamente falando do sistema CB, Lazaneo et al., (2020) mostraram que o cisalhamento vertical entre o escoamento sul da CB em superfície, e escoamento norte da CCI em subsuperfície, resulta em um campo turbulento capaz de dissipar grandes quantidades de energia, além de transportar nutrientes da camada subsuperficial para a camada superficial oligotrófica.

Devido à limitação de disponibilidade de dados capazes de resolver processos de pequena escala, grande parte dos trabalhos utiliza modelos numéricos em alta resolução (Gula et al., 2015, 2016; Lazaneo, 2021; Luko, 2022), assim como dados altimétricos (Zhai et al., 2010; Evans et al., 2022) para determinar os possíveis mecanismos de dissipação de vórtices oceânicos. De modo a compreender se a região da BS pode apresentar dissipação de vórtices devido à sua intensa atividade vortical (ver subseções IV.4.1 e IV.4.2), utilizamos dados altimétricos para verificar se as interações vórtice-vórtice e vórtice-corrente são capazes de dissipar, mesmo que parcialmente, os anéis das Agulhas incidentes na BS. Utilizamos uma metodologia – coarse-graining (Aluie et al., 2018; Schubert et al., 2020) – capaz de determinar a direção e intensidade do fluxo de energia entre escalas de movimentos, que pode ser no sentido inverso ou direto da cascata de energia. Usamos como escala limite para o cálculo do fluxo de energia, a escala típica dos vórtices de mesoescala, determinada pelo raio de deformação de Rossby (Houry et al., 1987). Assim, valores positivos indicam que a energia de mesoescala é transferida para escalas inferiores, onde pode ocorrer a dissipação dos vórtices (cascata de energia direta), e valores negativos indicam que a energia de mesoescala retroalimenta a circulação de grande-escala (cascata de energia inversa).

Na Figura IV:41, ampliamos a área do campo de função de corrente introduzido na Figura IV:21 para evidenciar a importância do fluxo de energia

entre escalas durante o processo de interação vórtice-vórtice e vórtice-corrente na presença do VCIII (feição anticiclônica) rodeada por vórtices ciclônicos sobre o PSP no interior da BS. A Figura IV:41A representa claramente o cenário de frequência de ocorrência dos vórtices na região, onde temos a predominância de um sinal anticiclônico sobre o PSP (Figura IV:27), e uma predominância de sinal ciclônico ao sul do PSP (Figura IV:31), que por sua vez impede a propagação sul do anel das Agulhas, forçando o mesmo a impingir sobre a barreira imposta pelo escoamento da CB sobre a região de talude continental. Como resultado, temos uma deformação do anticiclone, representada por uma língua com sinal anticiclônico, comprimido pelos vórtices ciclônicos ao sul do PSP e pela CB.

É possível observar na Figura IV:41B uma intensificação do fluxo de energia associado à borda dos vórtices presentes na BS, e da própria CB, dada a ocorrência de vórtices próximos a essa corrente. A feição que mais chama a atenção nesse campo diário é o VCIII, cujo centroide (região de mínimo valor de função de corrente) é dominado por fluxos de energia no sentido direto da cascata de energia (valores positivos, azul), pareado a leste com um vórtice ciclônico, cujo domínio do fluxo de energia ocorre no sentido inverso da cascata de energia (valores negativos, vermelho). Mais a oeste, temos o máximo de fluxo de energia no sentido direto da cascata de energia associado ao estrangulamento do sinal anticiclônico do VCIII sobre a CB e os vórtices ciclônicos ao sul do PSP. Tal máximo de fluxo de energia positivo é indicativo de dissipação parcial do vórtice, tanto pela interação entre vórtices e corrente, como pela própria ação da topografia do talude continental (e.g. Evans et al., 2022).

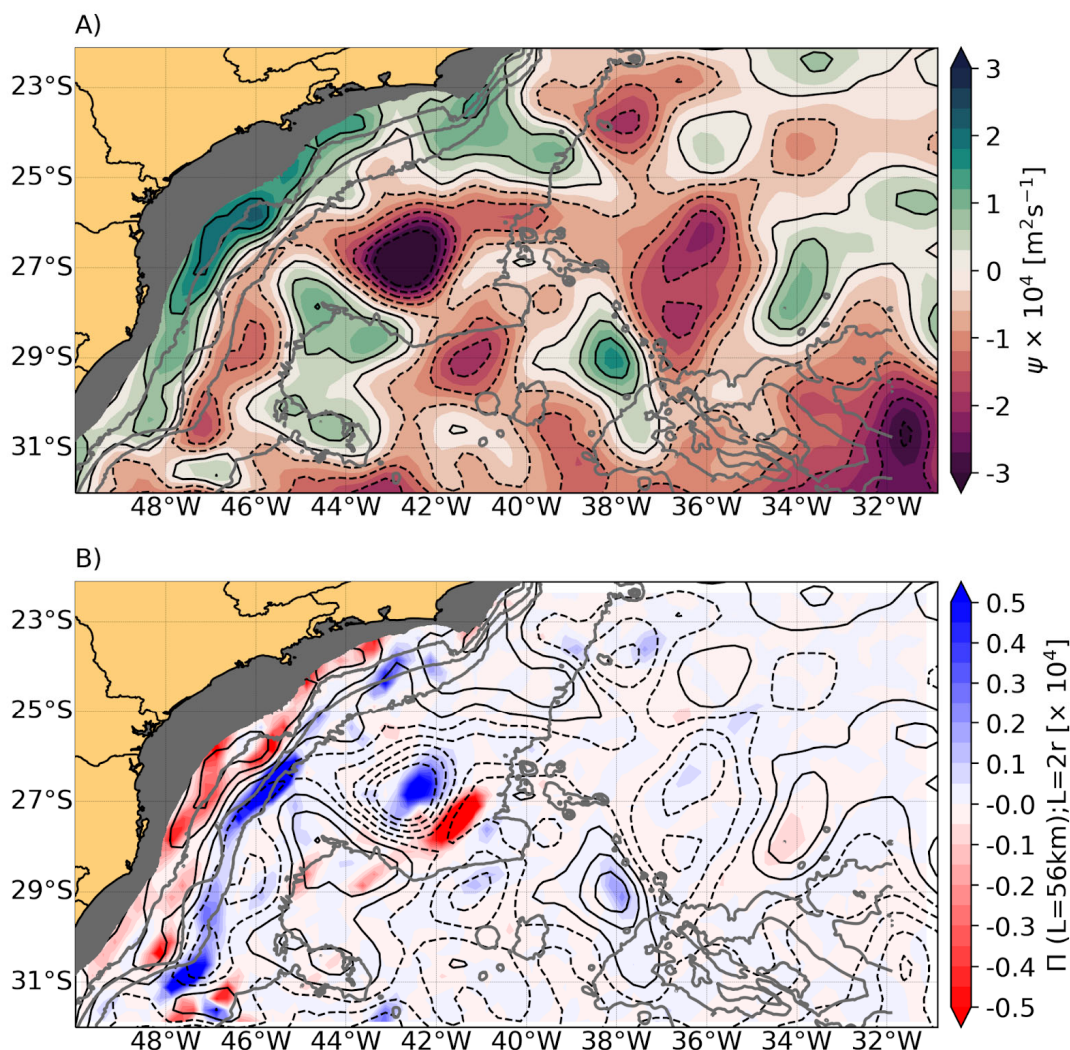


Figura IV:41 - (A) Campo de função de corrente (ψ) de 07 de maio de 2009, referente ao período da campanha CERES III. (B) Fluxo de energia (Π , $\text{mW m}^{-2} \text{km}^{-1}$) entre escalas, assumindo o Raio de Deformação de Rossby Local ($\sim 28 \text{ km}$, Houry et al., 1987) como escala limiar. Contornos em preto sólido (tracejado) representam as isolinhas de função de linha de corrente de feições ciclônicas (anticiclônicas).

De modo a verificar o efeito residual do fluxo de energia, integramos o fluxo de energia diário na BS para toda a série temporal altimétrica (1993-2019) (Figura IV:42). Observamos que a região por onde a CB flui apresenta predominância de fluxos de energia no sentido direto da cascata de energia, que por sua vez, indica uma região de intensa dissipação de vórtices, incluindo os anéis das Agulhas que incidem com uma alta frequência sobre a BS. Tais resultados corroboram com as interpretações de Ferrari e Wunsch (2009), Scott e Wang (2005), Zhai et al. (2010), e Evans et al. (2022), de que as bordas oeste dos oceanos são importantes sumidouros de energia cinética. Entretanto, os mecanismos que levam a tal dissipação, assim como o impacto sobre a dinâmica local e o transporte de traçadores ainda devem ser melhor investigados.

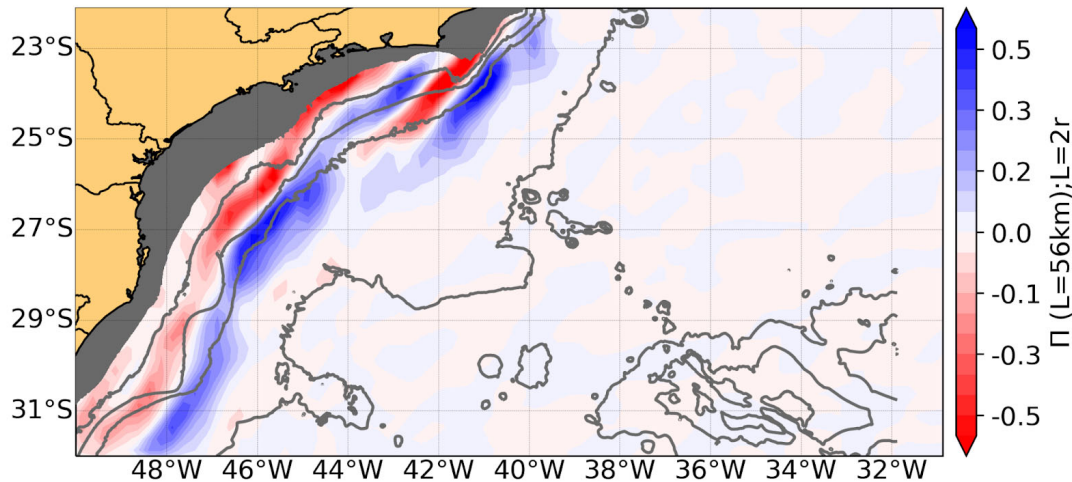


Figura IV:42 - Fluxo de energia (Π , $\text{mW m}^{-2} \text{ km}^{-1}$) entre escalas integrada ao longo da série temporal de dados de altimetria (1993-2019), assumindo o Raio de Deformação de Rossby Local ($\sim 28 \text{ km}$, Houry et al., 1987) como escala limiar.

Dessa forma concluímos que a região do escoamento, representado pelo Sistema CB-CCI na BS, é de extrema importância para a dinâmica global, com possíveis influências climáticas. Uma vez que pode ser responsável por dissipar parte da energia dos anéis das Agulhas, que por sua vez é uma peça chave na compreensão das trocas de água entre os oceanos Índico e Atlântico. Em outras palavras, o aporte de massas de água de origem remota, carregando propriedades como calor, carbono e nutrientes, podem ser misturadas com as águas presentes na BS.

IV.4. Estudos de casos: Os Cruzeiros do Projeto Santos - Caracterização Regional da Bacia de Santos

Considerando as novas perspectivas sobre os vórtices de origem remota que constituem parte relevante do Corredor de Vórtices na BS, descrevemos na presente seção a dinâmica de mesoescala das feições medidas durante a realização dos quatro cruzeiros oceanográficos do PCR-BS sobre o talude continental e região oceânica. Para a análise, utilizamos mapas de função de corrente derivados de altimetria satelitária fornecidos pela CMEMS, que possuem maior abrangência espacial e temporal, nos permitindo avaliar a passagem dos vórtices e a variabilidade da CB. Ademais, utilizamos funções de corrente e velocidades horizontalmente não-divergentes de campos horizontais de velocidades observadas por VM-ADCP obtidos seguindo o método desenvolvido por Li et al. (2006). Esse método é baseado em um problema de minimização dos campos, dispensando a aplicação de

condições de contorno.

IV.4.1. SANSED 2019

Os campos de função de corrente derivados de altimetria promediados para cada pernada do Cruzeiro SANSED 2019 nos permitem acompanhar a evolução da dinâmica da BS no período referido na Tabela IV-2. Identificamos a estrutura de um anticiclone centrado em 28°S, alongado no sentido Nordeste-Sudoeste durante a Pernada 1 (Figura IV:43A). Esse anticiclone (doravante AC1) aparece comprimido entre a CB e um ciclone (C1) vindo de sul, cuja origem não está associada à CB. O campo de função de corrente obtido através do VM-ADCP na Figura IV:43B corrobora a existência do AC1, sendo possível observar também sua interação com a borda externa da CB. Nas Figuras IV:43C, IV:43E e IV:43G notamos a evasão do AC1 da BS em virtude dessa interação.

Na região central da BS, outro anticiclone (AC2) é identificado entreposto a dois ciclones orientados quase-meridionalmente: C1 e um VCF (C2) na borda ciclônica da CB. Observamos o estiramento longitudinal do AC2 entre as Figuras IV:43A e IV:43C por consequência do bloqueio de sua propagação para sul pelo C1. O mapa de função de corrente estimada por VM-ADCP da Pernada 2 captura o AC2 aprisionado sobre o PSP, mostrando sua interação tanto com a CB a leste quanto com o AC1 à sul (Figura IV:43D).

O AC2 é um exemplo de anticiclone aprisionado por ciclones locais e remotos na BS. Isso é evidenciado pela permanência da orientação quase meridional de C1, AC2 e C2 durante a terceira pernada (Figura IV:43E). Dessa forma, a Pernada 3 completa a amostragem da região de aprisionamento do AC2, capturando sua interação com o C2, onde observamos os vórtices de polaridade oposta interligados por um escoamento quase perpendicular à orientação batimétrica (Figura IV:43F).

No mapa derivado de altimetria da Figura IV:43G observamos o deslocamento do dipolo AC2-C1 para sul, e simultaneamente, o choque de um terceiro anel das Agulhas (AC3) com o jato da CB ao largo de Cabo Frio. A Pernada 4 captura um dipolo formado pelo recém-chegado AC3 e o C2 na porção norte da BS (Figura IV:43H).

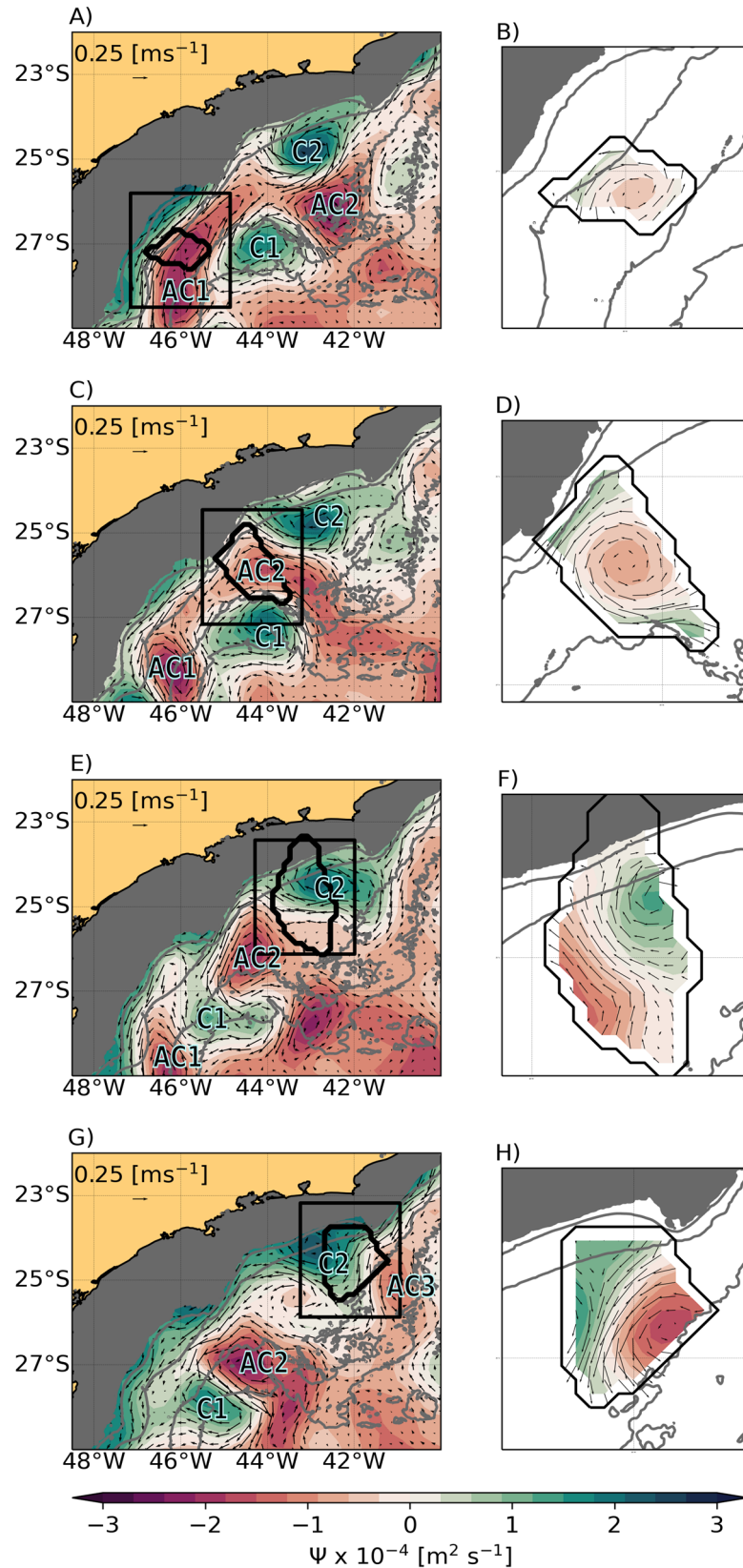


Figura IV:43 - Circulação em superfície durante o Cruzeiro SANSSED 2019 em águas profundas: Pernada 1 (primeira linha); Pernada 2 (segunda linha); Pernada 3 (terceira linha); Pernada 4 (quarta linha). Painéis à esquerda: função de corrente (ψ) derivada

da altimetria. Painéis à direita: Função de corrente *in situ* próxima à superfície.

IV.4.2. SANAGU 2019

Nesta seção apresentamos os cenários oceanográficos para as pernas do Cruzeiro SANAGU 2019 a partir da Pernada 2, posto que desconsideramos a Pernada 1 devido à inviabilidade de se estimar seu campo de função de corrente. Esse cruzeiro se inicia logo após o fim do SANSED 2019 (Tabela IV-2), portanto, observamos nos painéis da Figura IV:44 a evolução das feições descritas na Subseção IV.5.1.

Primeiramente, destacamos a evasão do AC2 da BS ao longo das Pernadas 2, 3 e 4, migrando para sul em dipolo com C1, que não aparece na área dos mapas das Figuras IV:44A, IV:44C e IV:44E. O campo de função de corrente obtido por VM-ADCP da Pernada 2 captura parte do AC2 e a CB adjacente ao talude (Figura IV:44B). Embora seja possível diferenciar as duas feições pelo gradiente da função de corrente, os vetores de velocidade indicam não haver distinção entre o jato da CB e o lóbulo onshore do AC2, reforçando a ideia de interação entre ambos.

Entre o fim do SANSED 2019 e a Pernada 2 do SANAGU 2019, o C2 sofre um processo de divisão e os ciclones sucessores, doravante C2a e C2b, atuam no aprisionamento do AC3. O C2a se desprende da CB ao largo de Cabo Frio e se mantém centrado em 42°W-24°S ao longo dos quase 3 meses de campanha (Figuras IV:44A, IV:44C, IV:44E, IV:44G e IV:44I), ele é o responsável por impedir inicialmente a propagação do AC3 para sul. O segundo vórtice, C2b, permanece na porção ciclônica da CB e propaga-se para sul até se desprender em cerca de 26°S, devido à mudança de orientação da quebra da plataforma continental (Figura IV:44C). A Pernada 3 é amostrada sobre essa região e embora o C2b tenha sido identificado próximo ao limite oeste da perna, o campo de função de corrente obtido por VM-ADCP nos mostra somente a CB escoando adjacente à plataforma continental (Figura IV:44D).

Nesse ínterim, o AC3 se expande ao redor do C2a até atingir a região de maior ocorrência de anéis das Agulhas na BS, conforme discutido na Subseção IV.4.2, e o C2b se torna o ciclone responsável por bloquear sua propagação para sul. O C2a a leste e um VCF formado entre as pernas 3 e 4, denominado C3, completam o aprisionamento (Figura IV:44E). A Pernada 4 ocorre sobre a interação da CB com o AC3 ao largo da Ilha de São Sebastião, mostrando novamente não haver distinção entre o núcleo da CB e a máxima velocidade azimutal do anticiclone (Figura IV:44F).

Os campos médios de função de corrente derivados de altimetria das pernas subsequentes mostram que o AC3 continua em expansão, centrado em 46°W-26°S. Ainda, o C2b sofre outro processo de divisão, originando o C2c, e por consequência, o AC3 passa a ser rodeado por 3 ciclones a oeste (Figuras IV:44G e IV:44I). A distribuição dos vórtices sobre a BS nos referidos mapas nos remete ao padrão de ocorrência de vórtices ciclônicos durante eventos de permanência de anticiclones na BS observada na Figura IV:31 (contorno verde), com feições ciclônicas provindas da CB se posicionando ao redor do AC3. Salientamos também que a área de cada ciclone da configuração de aprisionamento é menor em relação ao AC3, assemelhando-se aos estudos de caso apresentados por Prants et al. (2018, 2020).

As duas últimas pernas ocorrem sobre o C3 crescendo quase-estacionariamente ao largo de Cabo Frio. A Pernada 5 captura a porção sul desse VCF com os vetores de velocidade perpendiculares à orientação batimétrica (Figura IV:44H). A Pernada 6 captura a parte restante do C3 e parte de um anel das Agulhas recém-chegado à BS, o dipolo formado entre esses dois vórtices é interligado por um jato quase paralelo à isóbata de 1000 m.

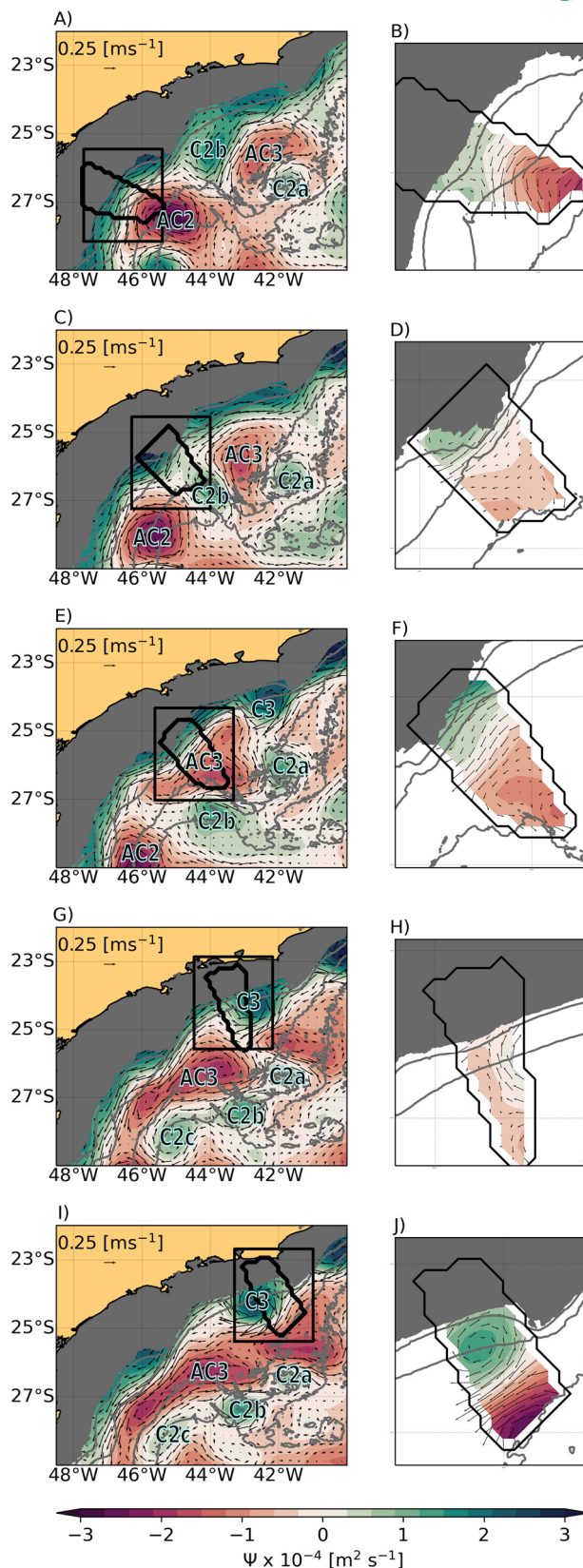


Figura IV:44 - Circulação em superfície durante o Cruzeiro SANAGU 2019 em águas profundas: Pernada 2 (primeira linha); Pernada 3 (segunda linha); Pernada 4 (terceira linha); Pernada 5 (quarta linha); Pernada 6 (quinta linha).

Painéis à esquerda: Função de corrente (ψ) derivada da altimetria. Painéis à direita: Função de corrente *in situ* próxima à superfície.

IV.4.3. SANSED 2021

Analizamos nesta subseção as Pernadas 7 e 8 do Cruzeiro SANSED 2021. É válido ressaltar que a Pernada 7 também possui amostragem sobre a plataforma continental, no entanto, selecionamos desta apenas os dois períodos de realização sobre as águas do talude continental e região oceânica. As datas correspondentes a esses períodos podem ser consultadas na Tabela IV-2.

Sob a área de amostragem da Pernada 7 (Parte 1) observamos um anticiclone (AC4) resultante de múltiplas interações não-lineares de anticiclones vindos de leste. Ao norte dele, há um VCF (C4) distante de seu local de origem, na iminência de se desprender da CB (Figura IV:45A). A Pernada 7 (Parte 1) captura a porção norte do AC4, cujo limite é a CB meandrante circundando o C4 (Figura IV:45B).

A feição mais proeminente no período do SANSED 2021 é um anticiclone (AC5) que se choca com um VCF (C5) associado à CB em cerca de 24°S. O AC5 é o anticiclone com maior área entre os identificados durante os cruzeiros do PCR-BS, superando 80.000 km² durante o período de aprisionamento. Já o C5 tem um ciclo de vida relativamente curto, e é reabsorvido pela CB antes do início da segunda parte da Pernada 7.

A distribuição dos vórtices ao longo do aprisionamento do AC5 da Figura IV:45C reitera o padrão de ocorrência de ciclones e anticiclone mostrado na Figura IV:31, diferentemente do caso do AC3 apresentado na Figura IV:44G, observamos agora uma configuração de ciclones locais e remotos, sendo: (i) C4 emitido da CB em torno de 26°S; (ii) ciclones vindos de leste denominados C6 e C7 e; (iii) um VCF (C8) em seu sítio de origem coalescido a um ciclone vindo de leste. Sabe-se que os ciclones ao redor dificultam os processos de fusão (Rodríguez-Marroyo et al., 2011; Raj et al., 2020), o que podemos atribuir à conservação do sinal do AC5 sobre a BS, tal como o do AC3 em 2019. Por fim, a dissipação do C4, já no período da Pernada 8 (Figura IV:45E), possibilita que os demais ciclones comprimam o AC5 em direção à CB, aproximando-o ao formato da ocorrência dos anticiclones da Figura IV:25.

A Figura IV:45D mostra a interação entre a CB e o AC5 durante a segunda parte da Pernada 7. Podemos observar o intenso gradiente de função de corrente no sentido perpendicular à orientação batimétrica, culminando numa velocidade máxima de cerca de 0,76 m s⁻¹, superior às velocidades apresentadas na Tabela IV-5. Isto indica um resultado semelhante ao

apresentado por Guerra et al. (2018), que observaram a intensificação da CB com a chegada de um anel das Agulhas primário.

No campo de função de corrente obtido por VM-ADCP da Pernada 8, observamos o núcleo do AC5 e do C8. O jato intensificado entre os vórtices de polaridade oposta é perpendicular à orientação da batimetria, mas muda abruptamente de direção e passa a escoar no sentido nordeste-sudoeste ao circundar o AC5 (Figura IV:45F).

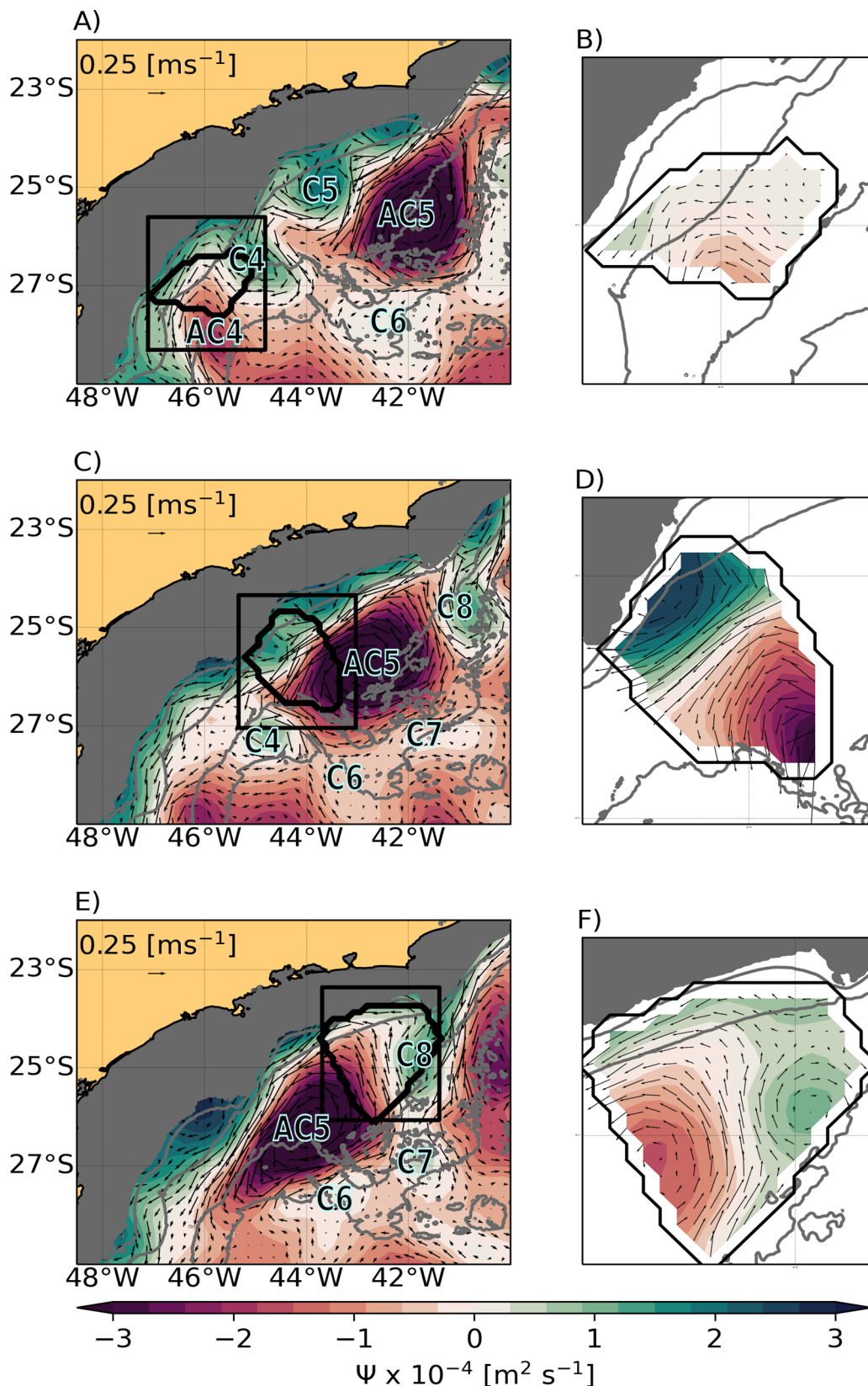


Figura IV:45 - Circulação em superfície durante o Cruzeiro SANSSED 2021 em águas profundas: Pernada 7 - Parte 1 (primeira linha); Pernada 7 - Parte 2 (segunda linha); Pernada 8 (terceira linha). Painéis à esquerda: Função de corrente (ψ) derivada da

altimetria. Painéis à direita: Função de corrente *in situ* próxima à superfície.

IV.4.4. SANAGU 2021-2022

O Cruzeiro SANAGU 2021-2022 é composto por 8 pernadas, alternadas entre estações sobre a plataforma e sobre o oceano profundo. As áreas de amostragem de cada pernada cobriram vórtices ciclônicos e anticiclônicos em interação com a CB. Dessa forma, apresentamos as pernadas 9, 12, 13 e 15, que evidenciam a estrutura de cada uma destas feições.

O campo médio de altimetria durante a Pernada 9 mostra um ciclone (C9) que se localiza sobre a área encoberta por ela. Trata-se de um VCF advectado ao longo da borda onshore da CB (Figura IV:46A). O campo de função de corrente obtido por VM-ADCP nos mostra essencialmente parte do meandro da CB que envolve o C9 (Figura IV:46B).

Ainda na Figura IV:46A, observamos a chegada de um anticiclone vindo de leste (AC6) antes de se chocar com a CB. Durante a Pernada 12, iniciada 27 dias após o fim da Pernada 9, observamos o AC6 aprisionado entre um ciclone (C10) de origem remota na região sul do PSP e um VCF (C11) associado à CB em crescimento quase-estacionário ao largo de seu sítio de origem (Figura IV:46C). O campo de função de corrente derivado do VM-ADCP da Pernada 12 captura a CB e parte do AC6 fortemente distorcido em virtude da interação com os anticiclones, principalmente o C10 (Figura IV:46D).

Após o aprisionamento, cujo fim ocorreu em decorrência da dissipação do C10, o AC6 sofre várias interações não-lineares, como a divisão dos núcleos e a fusão com outros anticiclones ao redor. Nesses eventos, os vórtices resultantes perdem as estruturas semelhantes à estrutura do vórtice original e se tornam mais expostos à interação com outros anticiclones (Reinaud, 2017; Prants et al., 2020) (Figuras IV:46E e IV:46G).

Ao largo de Cabo Frio, o C11 continua em crescimento, como podemos observar nos mapas derivados de altimetria das Figuras IV:46E e IV:46G, sendo amostrado pelas pernadas 13 e 15. A Pernada 13 ocorre sobre a porção sul do C11 em interação com um anticiclone gerado pela divisão do AC6; o jato resultante da interação destas feições é sinuoso e perpendicular à orientação da batimetria (Figura IV:46F). A Pernada 15 amostra o C11 desprendido da CB, onde identificamos também um recém-chegado anticiclone; o jato resultante deste dipolo também é perpendicular à orientação batimétrica, mas no sentido oposto (Figura IV:46H).

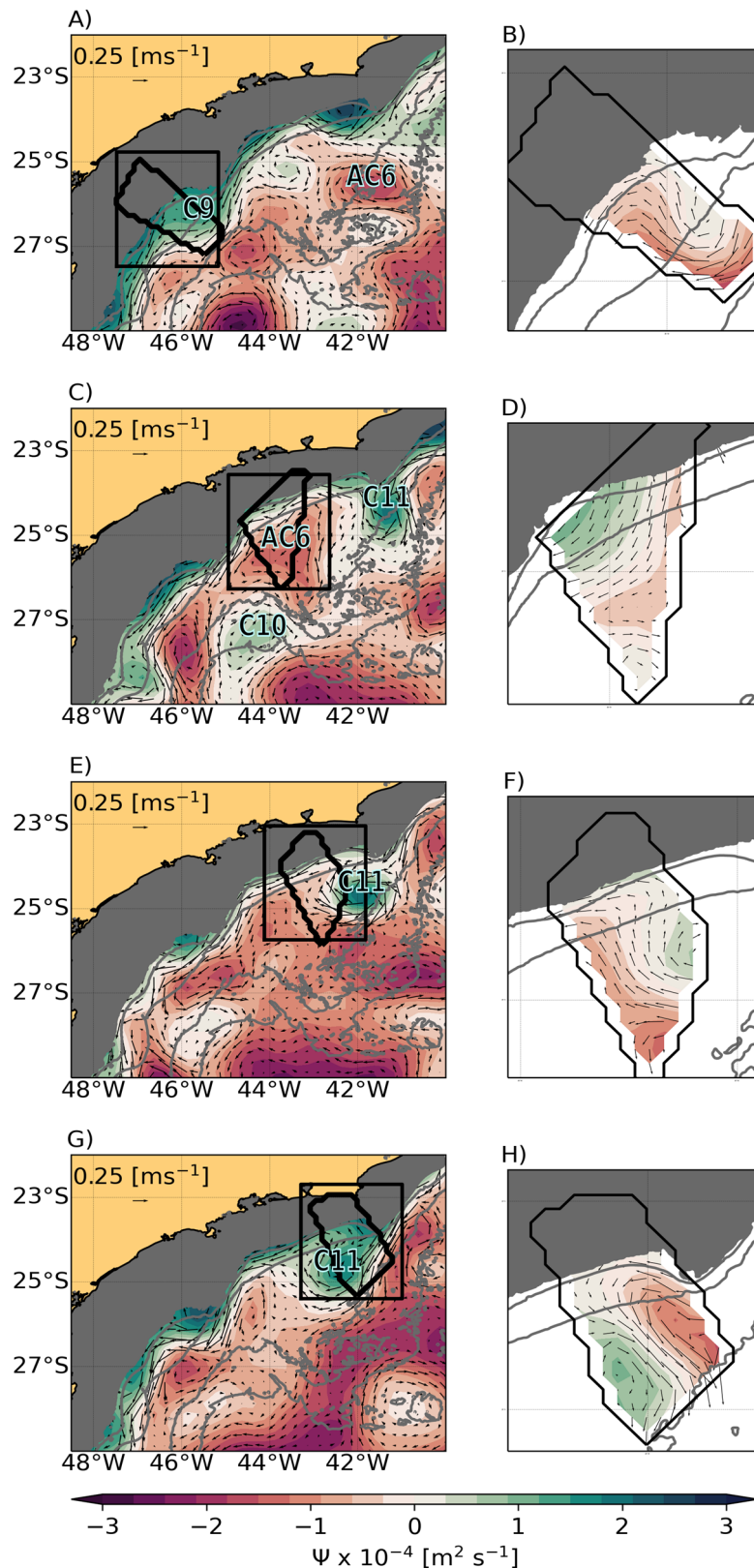


Figura IV:46 - Circulação em superfície durante o Cruzeiro SANAGU 2021-2022 em águas profundas: Pernada 9 (primeira linha); Pernada 12 (segunda linha); Pernada 13 (terceira linha); Pernada 15 (quarta linha). Painéis à esquerda: Função de corrente (ψ) derivada da altimetria. Painéis à direita: Função de corrente *in situ* próxima à

superfície.

IV.5. Síntese e Comentários finais

Este capítulo visou a caracterização oceanográfica das águas sobre o talude continental e aquelas mais profundas no interior da BS. Nos limites da bacia sedimentar, que coincide com os limites externos do PSP, são cinco as massas de água encontradas: AT, ACAS, AIA, ACS e APAN. Na planície abissal, já fora da BS, observam-se ainda as massas de água de fundo ACI e AFA.

A borda costeira da BS é caracterizada pela presença de um robusto sistema de CCOs. Esse sistema, ao norte da Bifurcação de Santos (< 28o S), consiste na CB, que ocupa cerca dos primeiros 500 m e flui em direção ao polo; e a CCI, que se estende entre 500 e 1500 m de profundidade, fluindo na direção oposta. A CB transporta essencialmente AT e ACAS na maior parte da extensão da BS, enquanto a CCI carrega AIA e ACS. Ao sul da Bifurcação de Santos (>28o S), a CB se espessa até 1200 m e adiciona AIA a seu transporte de volume, enquanto a CCI cessa em existir.

O sistema CB-CCI forma um jato dominado pelo primeiro modo baroclínico instável hidrodinamicamente. A consequência dessa instabilidade é a formação de amplos meandros, que podem se fechar e ser emitidos, formando anéis vorticiais isolados. Os entornos dos Cabo Frio (23° S) e Cabo de Santa Marta Grande (28,5° S) são sítios de recorrência de formação dessas feições: os VCF e VSM. No caso do VCF, o meandro cresce de forma quase-estacionária, primariamente devido à instabilidade baroclínica. Apenas após desenvolvido e eventualmente emitido, o VCF se propaga para fora da região de origem. Já o VSM se desenvolve de forma análoga, mas apresenta maior tendência de propagação para sudoeste. Ambas as estruturas têm relevância em trocas biogeoquímicas plataforma-oceano profundo. No caso do VCF, ele pode entranhar plumas da ressurgência costeira de Cabo Frio, advectando organismos, nutrientes e matéria orgânica para águas além da quebra da plataforma. Esse fenômeno acontece primariamente no verão. O VSM eventualmente entranha águas da pluma propagante do Rio da Prata-Lagoa dos Patos também para limites além dos costeiros. Ao contrário do jato que lhes dá origem, tanto VCF quanto VSM se estendem por toda coluna d'água. Isso caracteriza a presença de uma componente barotrópica importante, formada certamente por interações não-lineares entre os dois modos mais fundamentais da dinâmica oceânica. A consequência desse comportamento para o bentos é a existência de um efeito enceradeira por onde esses vórtices ou anéis (se emitidos forem), que revolvem sedimentos mais finos em suas passagens.

No domínio do PSP e águas mais profundas, e, portanto, externamente à borda oceânica das CCOs, é constante a presença de inúmeros anéis vorticais anticiclônicos e ciclônicos, com tendência de propagação para sul-sudoeste. A disposição e abundância desses anéis formam um corredor de vórtices, conhecido desde o início da década passada (Belo, 2011). Parte dessas estruturas tem origem local, outras têm origem remota. Estudos recentes apontam que os grandes anticiclones observados nos limites da BS em sua grande maioria advêm da RAg e atravessam todo o Atlântico até atingirem a BS. Os vórtices anticiclônicos não necessariamente são exatamente os mesmos emitidos pela RAg. Podem resultar de processos não-lineares que demarcam sua interação com outras feições vorticais durante sua travessia do Atlântico Sul ou por autoinstabilização. Esses processos de fusão ou divisão permitem trocas de água entre a estrutura em rotação e o meio circundante. Logo, a maioria desses vórtices têm características de temperatura e salinidade distintas daquelas de seu lugar de origem. Ainda assim, é possível observar, nos primeiros 1000 m de coluna d'água, anomalias quentes na estrutura térmica destas feições. Já os ciclones têm origens diversas. Alguns são provenientes de leste da BS, podendo ser vinculados também à Retroflexão das Agulhas, outros resultam de VCFs e VSMs emitidos pela CB. E ainda, principalmente no terço do sul da BS, há os que atingem a região via propagação meridional de vórtices emitidos pela retroflexão da CB na Confluência Brasil-Malvinas.

O supracitado corredor de vórtices é, portanto, resultado da interação dos vórtices remotos com o Sistema CB-CCI. O pareamento de anticiclone das Agulhas com o VCF pode levar à formação de um dipolo vortical, conforme estudos recentes de 2018 reportados na literatura. Esse dipolo pode adquirir autopropagação na direção sudoeste ao longo das isobatimétricas. Isto é um mecanismo efetivo pelo qual o então quase-estacionário VCF se desloca para além do seu sítio de origem. É justamente essa interação que pode levar à sua emissão do jato CB quando há notável mudança de orientação da quebra de plataforma ao largo da Ilha de São Sebastião. O efeito dipolo faz com que o VCF deixe o domínio da CB e passe a orbitar o anticiclone.

Estudos dos últimos cinco anos relatam a chegada dos anticiclones das Agulhas na BS e a eventual formação do dipolo vortical com o VCF. No entanto, se esses vórtices são propagantes, por que o campo médio da circulação oceânica da BS apresenta claramente a assinatura média de um amplo anticiclone sobre a porção mais extensa do PSP? A resposta para tal é inédita e envolve um fenômeno ainda não relatado para águas territoriais brasileiras. Há um aprisionamento do anticiclone tipicamente por ao menos três ciclones que o circundam. Esse fenômeno de aprisionamento não somente faz reduzir ou cessar a velocidade de propagação para sudoeste do anticiclone, como também pode inibir interações não-lineares e processos de mistura de parcelas

de fluido com o meio externo ao anticiclone. O termo na literatura usado para isso é *shielding*, onde os ciclones formam um escudo que efetivamente isola o anticiclone e impede sua propagação temporariamente. Não é possível definir um ciclo característico para o fenômeno de aprisionamento, visto que são inúmeras as combinações possíveis entre o anticiclone e os ciclones, assim como a influência de outras estruturas anelares do corredor de vórtices da BS nas proximidades. No entanto, é possível avaliar estatisticamente o período de aprisionamento relativamente a toda trajetória dos anticiclones remotos desde sua chegada na borda oeste do Oceano Atlântico Sul. Também é factível determinar a região de maior frequência de aprisionamento, que não por acaso, coincide com a assinatura média do anticiclone. Assim, considerando a região de maior ocorrência desses anéis na BS (centrada em $44,1^{\circ}\text{W} - 26,1^{\circ}\text{S}$) como uma referência para a recorrência dessas feições, observamos que, em média, durante aproximadamente três quartos de um ano, há um vórtice anticiclônico na região. Sendo que por ano, essa dominância da região pode ser gerida por três a oito anéis, ocupando em média cerca de 50 dias. A passagem dos anticiclones ao longo da BS demora em média $375,8 \pm 160,0$ dias. Sendo assim, em média, o aprisionamento representa cerca de 17% do período em que os vórtices anticiclônicos estão dentro do domínio da BS.

Ao considerarmos a preservação dessa feição anticiclônica na BS, entendemos que há uma interação de maior duração entre o vórtice e a CB e seus meandros. Tanto na questão termodinâmica, devido à origem remota desses anéis, quanto na energética, devido à intensa interação entre feições, devemos considerar o efeito direto e inverso desse processo de permanência e aprisionamento sobre a corrente média e os vórtices ciclônicos ao redor. Sendo assim, a energia desses anéis pode ser dissipada, com a mistura das águas do vórtice com as adjacências, tanto para escalas maiores quanto para menores. Por conseguinte, a passagem e permanência desses anticiclones gera um importante fluxo de energia, tanto nas interações vórtice-corrente, como nas vórtice-vórtice, e trocas de propriedades na BS com águas provenientes do interior do giro subtropical, impactando o conteúdo termohalino, energético e biogeoquímico da região. Por fim, a Figura IV:47 representa uma síntese das principais feições atuantes na complexa dinâmica do talude continental e águas profundas na BS abordadas neste capítulo.

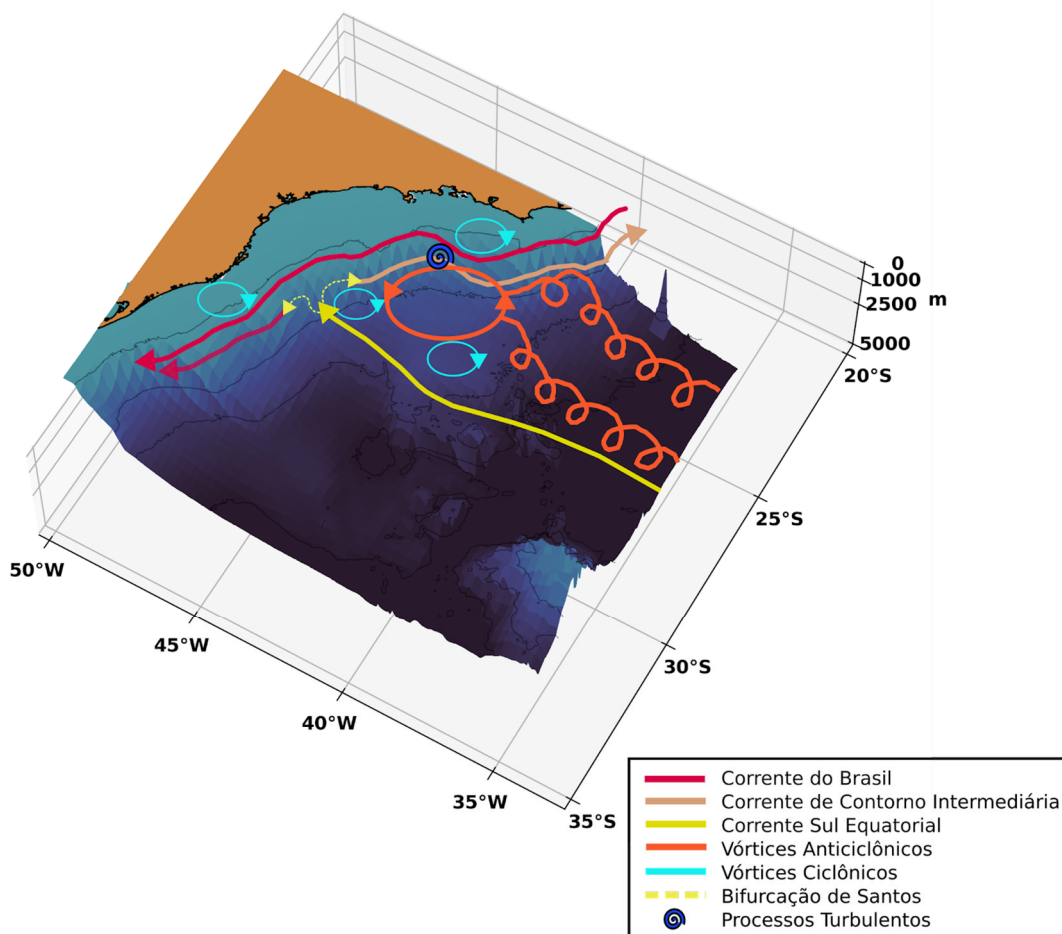


Figura IV:47 - Esquema representativo da dinâmica de mesoescala da Bacia de Santos. A Corrente do Brasil representada pela linha sólida vermelha, a Corrente de contorno intermediária pela linha sólida bege, a Corrente Sul Equatorial pela linha sólida amarela e a Bifurcação de Santos pela linha tracejada amarela. O círculo laranja representa os anéis das Agulhas que chegam à borda oeste do Oceano Atlântico e as linhas em laranja as vias de chegada. Os círculos em ciano representam tanto os ciclones associados à Corrente do Brasil quanto os de origem remota que fazem parte do processo de aprisionamento dos anéis das Agulhas na Bacia de Santos. Espirais em azul representam os processos turbulentos.

IV.6. Referências

- Aluie, H., Hecht, M., and Vallis, G. K. "Mapping the energy cascade in the North Atlantic Ocean: The coarse-graining approach. *Journal of Physical Oceanography* 48, no. 2 (2018): 225-244.
- Beal, L. M., De Ruijter, W. P.M., Biastoch, A. and Zahn, R. "On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate." *Nature* 472, no. 7344 (2011): 429-436.
- Belo, W. C.: A Recirculação Interna do Giro Subtropical do Atlântico Sul e a Circulação Oceânica na Região do Polo Pré-sal da Bacia de Santos. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.
- Belo, W. C., Silveira, I. C. A. "A variabilidade vertical do oceano na Bacia de Santos". Boletim de Geociências da Petrobras (Online), v. 21 (2013), p. 39-62
- Beron-Vera, F. J., Olascoaga, M. J., and Goni, G. J. "Oceanic mesoscale eddies as revealed by Lagrangian coherent structures", *Geophysical Research Letters*, 35 (2008).
- Bernardo, P. S., and Sato, O. T. "Volumetric characterization of the South Atlantic subtropical mode water types." *Geophysical Research Letters*, 47, no. 8 (2020): e2019GL086653.
- Biló, T. C., Silveira, I. C. A., Belo, W. C. B., Castro, B. M., and Piola, A. R. "Methods for estimating the velocities of the Brazil Current in the pre-salt reservoir area off southeast Brazil (23° S–26° S)." *Ocean Dynamics* 64, no. 10 (2014): 1431-1446.
- Böebel, O., Schmid, C., and Zenk, W. "Flow and recirculation of Antarctic intermediate water across the Rio Grande rise." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 102, no. C9 (1997): 20967-20986.
- Böebel, O., Davis, R. E., Ollitrault, M., Peterson, R. G., Richardson, P. L., Schmid, C., and Zenk, W. "The intermediate depth circulation of the western South Atlantic." *Geophysical Research Letters* 26, no. 21 (1999): 3329-3332.
- Byrne, D. A., Gordon, A. L., and Haxby, W. F. "Agulhas eddies: A synoptic view using Geosat ERM data." *Journal of Physical Oceanography* 25, no. 5 (1995): 902-917.
- Calado, L., Gangopadhyay, A., and Silveira, I. C. A. "A parametric model for the Brazil Current meanders and eddies off southeastern Brazil." *Geophysical research letters* 33, no. 12 (2006).
- Calado, L., Gangopadhyay, A., and Silveira, I. C. A. "Feature-oriented regional modeling and simulations (FORMS) for the western South Atlantic: Southeastern Brazil region." *Ocean Modelling* 25, no. 1-2 (2008): 48-64.
- Campos, E. J. D. "Estudos da circulação oceânica no Atlântico Tropical e região oeste do Atlântico Subtropical Sul." *Estudos da circulação oceânica no Atlântico tropical e*

na região oeste do Atlântico subtropical sul (1995).

Campos, E. J. D., Gonçalves, J. E., and Ikeda, Y. "Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: Summer of 1991." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 100, no. C9 (1995): 18537-18550.

Campos, E. J. D., Ikeda, Y., Castro, B. M., Gaeta, S. A., Lorenzetti, J. A., and Stevenson, M. R. "Experiment studies circulation in the Western South Atlantic." *Eos, Transactions American Geophysical Union* 77, no. 27 (1996): 253-259.

Campos, E. J. D., Velhote, D., and Silveira, I. C. A. "Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders." *Geophysical Research Letters* 27, no. 6 (2000): 751-754.

Campos, P. C., Möller Jr, O. O., Piola, A. R., and Palma, E. D. "Seasonal variability and coastal upwelling near Cape Santa Marta (Brazil)." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118, no. 3 (2013): 1420-1433.

Capuano, T. A., Speich, S., Carton, X., and Laxenaire, R. "Indo-Atlantic Exchange, Mesoscale Dynamics, and Antarctic Intermediate Water." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123, no. 5 (2018): 3286-3306.

Carton, X. J. "On the merger of shielded vortices." *EPL (Europhysics Letters)* 18, no. 8 (1992): 697.

Charney, J. G. "Geostrophic turbulence." *Journal of the Atmospheric Sciences* 28, no. 6 (1971): 1087-1095.

Chelton, D. B., Schlax, M. G., Samelson, R. M., and Roland A. de Szoeko. "Global observations of large oceanic eddies." *Geophysical Research Letters* 34, no. 15 (2007).

Chelton, D. B., Schlax, M. G., and Samelson, R. M. "Global observations of nonlinear mesoscale eddies." *Progress in oceanography* 91, no. 2 (2011): 167-216.

Chen, Y., Speich, S., and Laxenaire, R. "Formation and Transport of the South Atlantic Subtropical Mode Water in Eddy-Permitting Observations." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 127, no. 1 (2022): e2021JC017767.

Costa, V. S., Mill, G. N., Gabioux, M., Grossmann-Matheson, G. S. and Paiva, A. M. "The recirculation of the intermediate western boundary current at the Tubarão Bight–Brazil." *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 120 (2017): 48-60.

D'asaro, E., Lee, C., Rainville, L., Harcourt, R., and Thomas, L. "Enhanced turbulence and energy dissipation at ocean fronts." *Science* 332, no. 6027 (2011): 318-322.

de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., and Ludicone, D. "Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 109, no. C12 (2004).

Delandmeter, P., and Seville, E. V. "The Parcels v2. 0 Lagrangian framework: new field interpolation schemes." *Geoscientific Model Development* 12, no. 8 (2019): 3571-3584.

Dencausse, G., Arhan, M., and Speich, S. "Routes of Agulhas rings in the southeastern Cape Basin." *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 57, no. 11 (2010): 1406-1421.

de Ruijter, W. P. M., Biastoch, A., Drijfhout, S. S., Lutjeharms, J. R. E., Matano, R. P., Pichevin, T., Van Leeuwen, P. J., and Weijer, W. "Indian-Atlantic interocean exchange: Dynamics, estimation and impact." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104, no. C9 (1999): 20885-20910.

Donners, J., and Drijfhout, S. S. "The Lagrangian view of South Atlantic interocean exchange in a global ocean model compared with inverse model results." *Journal of physical oceanography* 34, no. 5 (2004): 1019-1035.

Duncombe Rae, C. M. "Agulhas retroflection rings in the South Atlantic Ocean: an overview." *South African Journal of Marine Science* 11, no. 1 (1991): 327-344.

Evans, D. L., and Signorini, S. R. "Vertical structure of the Brazil Current", *Nature*, 315 (1985): 48-50.

Evans, D. G., Frajka-Williams, E., and Garabato, A. C. N. "Dissipation of mesoscale eddies at a western boundary via a direct energy cascade." *Scientific reports* 12, no. 1 (2022): 1-13.

Fernandes, A. M., Silveira, I. C. A., Calado, L., Campos, E. J. D., and Paiva, A. M. "A two-layer approximation to the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current System between 20° S and 28° S." *Ocean Modelling* 29, no. 2 (2009): 154-158.

Fine, R. A., Warner, M. J., and Weiss, R. F. "Water mass modification at the Agulhas Retroflection: chlorofluoromethane studies." *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 35, no. 3 (1988): 311-332.

Flierl, G. R. "On the instability of geostrophic vortices." *Journal of fluid mechanics* 197 (1988): 349-388.

FUNDESPA, 2014. Cruzeiro CERES V - Caracterização Oceanográfica da Corrente do Brasil na Bacia de Santos. Relatório de Processamento de Dados, junho de 2014.

Garfield III, N. "The Brazil Current at subtropical latitudes." PhD diss., University of Rhode Island, 1990.

Godoi, S. S. "Dinâmica quase-geostrófica do sistema corrente do Brasil no embaixamento de São Paulo (23, 5°-27° S)." PhD diss., Universidade de São Paulo, 2005.

Goni, G. J., Garzoli, S. L., Roubicek, A. J., Olson, D. B. and Brown, O. B. "Agulhas ring dynamics from TOPEX/POSEIDON satellite altimeter data." *Journal of Marine Research* 55, no. 5 (1997): 861-883.

Gordon, A. L. "Indian-Atlantic transfer of thermocline water at the Agulhas retroflection." *Science* 227, no. 4690 (1985): 1030-1033.

Gordon, A. L. "Interocean exchange of thermocline water." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 91, no. C4 (1986): 5037-5046.

Gordon, A. L., and Cheryl L. Greengrove. "Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence." *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 33, no. 5 (1986): 573-585.

Gordon, A. L., Lutjeharms, J. R. E., and Gründlingh, M. L. "Stratification and circulation at the Agulhas Retroflection." *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 34, no. 4 (1987): 565-599.

Gordon, A. L., Weiss, R. F., Smethie Jr, W. M., and Warner, M. J. "Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian Oceans." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 97, no. C5 (1992): 7223-7240.

Guerra, L. A. A., Paiva, A. M., and Chassignet, E. P. "On the translation of Agulhas rings to the western South Atlantic Ocean." *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 139 (2018): 104-113.

Gula, J., Molemaker, M. J., and McWilliams, J. C. "Topographic vorticity generation, submesoscale instability and vortex street formation in the Gulf Stream." *Geophysical Research Letters* 42, no. 10 (2015): 4054-4062.

Gula, J., Molemaker, M. J., and McWilliams, J. C. "Topographic generation of submesoscale centrifugal instability and energy dissipation." *Nature communications* 7, no. 1 (2016): 1-7.

Hall, C., and Lutjeharms, J. R. E. "Cyclonic eddies identified in the Cape Basin of the South Atlantic Ocean." *Journal of Marine Systems* 85, no. 1-2 (2011): 1-10.

Haller, G. "Lagrangian coherent structures from approximate velocity data". *Physics of Fluid*, 14 (2002): 1851-1861.

Hanawa, K., and Talley, L. D. "Mode waters." In *International Geophysics*, vol. 77 (2001), pp. 373-386. Academic Press.

Holte, J., and Talley, L. "A new algorithm for finding mixed layer depths with applications to Argo data and Subantarctic Mode Water formation." *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 26, no. 9 (2009): 1920-1939.

Houry, S., Dombrowsky, E., De Mey, P., and Minster, J. F. "Brunt-Väisälä frequency and Rossby radii in the South Atlantic." *Journal of Physical Oceanography* 17, no. 10 (1987): 1619-1626.

Jackett, D. R., and McDougall, T. J. "A neutral density variable for the world's oceans." *Journal of Physical Oceanography* 27, no. 2 (1997): 237-263.

Kara, A. B., Rochford, P. A., and Hurlburt, H. E. "Mixed layer depth variability over the

global ocean." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108, no. C3 (2003).

Lazaneo, C. Z., Napolitano, D. C., Silveira, I. C. A., Tandon, A., MacDonald, D. G., Ávila, R. A., and Calil, P. H. R. "On the role of turbulent mixing produced by vertical shear between the Brazil Current and the Intermediate Western Boundary Current." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 125, no. 1 (2020): e2019JC015338.

Lazaneo, C. Z. *Mixing and submesoscale dynamics in the western South Atlantic Ocean* (PhD dissertation, Universidade de São Paulo and the University of Massachusetts Dartmouth, 2021).

Lazaneo, C. Z., Calil, P. H. R., Tandon, A. and da Silveira, I. C. A. "Submesoscale Coherent Vortices in the South Atlantic Ocean: A Pathway for Energy Dissipation." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 127, no. 2 (2022): e2020JC017099.

Laxenaire, R., Speich, S., Blanke, B., Chaigneau, A., Pegliasco, C., and Stegner, A. "Anti-cyclonic eddies connecting the western boundaries of Indian and Atlantic Oceans." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123, no. 11 (2018): 7651-7677.

Ledwell, J. R., Montgomery, E. T., Polzin, K. L., St Laurent, L. C., Schmitt, R. W., and Toole, J. M. "Evidence for enhanced mixing over rough topography in the abyssal ocean." *Nature* 403, no. 6766 (2000): 179-182.

Legeais, J. F., Ollitrault, M., and Arhan, M. "Lagrangian observations in the intermediate western boundary current of the South Atlantic." *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 85 (2013): 109-126.

Lehahn, Y., d'Ovidio, F., Lévy, M., Amitai, Y., and Heifetz, E. "Long range transport of a quasi isolated chlorophyll patch by an Agulhas ring". *Geophysical Research Letters*, 38 (2011), L16610.

Li, Z., Chao, Y. and McWilliams, J.C. "Computation of the streamfunction and velocity potential for limited and irregular domains." *Monthly weather review* 134, no. 11 (2006): 3384-3394.

Liu, Y., Wilson, C., Green, M. A., and Hughes, C. W. "Gulf Stream transport and mixing processes via coherent structure dynamics". *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123 (2018), 3014- 3037.

Luko, C. D., Silveira, I. C. A., Simoes-Sousa, I. T., Araujo, J. M., and Tandon, A. "Revisiting the atlantic south equatorial current." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 126, no. 7 (2021): e2021JC017387.

Luko, C. D., 2022 "Topographically-generated submesoscale shear instabilities associated with Brazil Current meanders." Master diss., Universidade de São Paulo.

Lutjeharms, J. R. E., and A. L. Gordon. "Shedding of an Agulhas ring observed at sea." *Nature* 325, no. 6100 (1987): 138-140.

Lutjeharms, J. R. E., and R. C. Van Ballegooyen. "The retroflection of the Agulhas Current." *Journal of Physical Oceanography* 18, no. 11 (1988): 1570-1583.

Lutjeharms, J. R. E., De Ruijter, W. P. M., and Peterson, R. G. "Interbasin exchange and the Agulhas retroflection; the development of some oceanographic concepts." *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 39, no. 10 (1992): 1791-1807.

Mano, M. F., Paiva, A. M., Torres Jr, A. R., and Coutinho, A. L. G. A. "Energy flux to a cyclonic eddy off Cabo Frio, Brazil." *Journal of physical oceanography* 39, no. 11 (2009): 2999-3010.

Mascarenhas Jr, A. S., Miranda, L. B., and Rock, N. J. "A study of the oceanographic conditions in the region of Cabo Frio." *Fertility of the Sea* 1 (1971): 285-308.

Mason, E., Pascual, A., Gaube, P., Ruiz, S., Pelegrí, J. L., and Delepouille, A. "Subregional characterization of mesoscale eddies across the Brazil-Malvinas Confluence." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122, no. 4 (2017): 3329-3357.

Mata, M. M., Cirano, M., van Caaspel, M. R., Fonteles, C., Goni, G., and Baringer, M. "Observations of the Brazil Current baroclinic transportation near 22° S: Variability from the AX97 XBT transect and satellite altimetry." *20 Years of Progress in Radar Altimetry* 710 (2013): 151.

Matano, R. P., and E. J. Beier. "A kinematic analysis of the Indian/Atlantic interocean exchange." *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 50, no. 1 (2003): 229-249.

McCartney, M. S. "Subantarctic mode water." *Woods Hole Oceanographic Institution Contribution* 3773 (1979): 103-119.

McDougall, T. J., and Barker, P. M. "Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) oceanographic toolbox." *Scor/lapso WG* 127 (2011): 1-28.

Miranda, L. B. and Castro, B. M. "Condições do movimento geostrófico das águas adjacentes a Cabo Frio (RJ)." *Boletim do Instituto Oceanográfico* 28, no. 2 (1979): 79-93.

Müller, T. J., Ikeda, Y., Zangenberg, N., and Nonato, L. V. "Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20 S and 28 S." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103, no. C3 (1998): 5429-5437.

Munk, W. and Wunsch, C. "Abyssal recipes II: Energetics of tidal and wind mixing." *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 45, no. 12 (1998): 1977-2010.

Nencioli, F., Dall'Olmo, G., and Quartly, G. D. "Agulhas ring transport efficiency from combined satellite altimetry and Argo profiles." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123, no. 8 (2018): 5874-5888.

Nikurashin, M., and Ferrari, R. "Global energy conversion rate from geostrophic flows into internal lee waves in the deep ocean." *Geophysical Research Letters* 38, no. 8 (2011).

Nikurashin, M., Vallis, G. K., and Adcroft, A. "Routes to energy dissipation for geostrophic flows in the Southern Ocean." *Nature Geoscience* 6, no. 1 (2013): 48-51.

Olson, D. B., and Evans, R. H. "Rings of the Agulhas current." *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 33, no. 1 (1986): 27-42.

Olson, D. B., Fine, R. A., and Gordon, A. L. "Convective modifications of water masses in the Agulhas." *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 39 (1992): S163-S181.

Palóczy, A., Brink, K. H., Silveira, I. C. A., Arruda, W. Z., and Martins, R. P. "Pathways and mechanisms of offshore water intrusions on the Espírito Santo Basin shelf (18° S–22° S, Brazil)." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 121, no. 7 (2016): 5134-5163.

Pereira, F., Silveira, I. C. A., Flierl, G. R., and Tandon, A. "NPZ response to eddy-induced upwelling in a Brazil Current ring: A theoretical approach." *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 87 (2019): 101096.

Polzin, K. L., Toole, J. M., Ledwell, J. R., and Schmitt, R. W. "Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean." *Science* 276, no. 5309 (1997): 93-96.

Prants, S. V., Budyansky, M. V., and Yu Uleysky, M. "How eddies gain, retain, and release water: A case study of a Hokkaido anticyclone." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123, no. 3 (2018): 2081-2096.

Prants, S. V., Budyansky, M. V., Lobanov, V. B., Sergeev, A. F., and Yu Uleysky, M. "Observation and Lagrangian Analysis of Quasi-Stationary Kamchatka Trench Eddies." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 125, no. 6 (2020): e2020JC016187.

Provost, C., Escoffier, C., Maamaatuaiahutapu, K., Kartavtseff, A., and Garçon, V. "Subtropical mode waters in the South Atlantic Ocean." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104, no. C9 (1999): 21033-21049.

Pujol, M. I., and Mertz, F. "Product user manual for sea level SLA products." *Copernicus Marine Monitoring Service*. (2019).

Raj, R. P., Halo, I., Chatterjee, S., Belonenko, T., Bakhoday-Paskyabi, M., Bashmachnikov, I., Fedorov, A., and Xie, J. "Interaction between mesoscale eddies and the gyre circulation in the Lofoten Basin." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 125, no. 7 (2020): e2020JC016102.

Reid, J. L., Nowlin, W. D., and Patzert, W. C. "On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean." *Journal of Physical Oceanography* 7, no. 1 (1977): 62-91.

Reinaud, J. N. "Piecewise uniform potential vorticity pancake shielded vortices." *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics* 111, no. 1 (2017): 32-64.

Renault, L., Jeroen Molemaker, M., McWilliams, J. C., Shchepetkin, A. F., Lemarié, F.,

Chelton, D., Illig, S., and Hall, A. "Modulation of wind work by oceanic current interaction with the atmosphere." *Journal of Physical Oceanography* 46, no. 6 (2016): 1685-1704.

Rocha, C. B., Silveira, I. C. A., Castro, B. M., and Lima, J. A. M. "Vertical structure, energetics, and dynamics of the Brazil Current System at 22 S–28 S." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119, no. 1 (2014): 52-69.

Rodríguez-Marroyo, R., Viúdez, A., and Ruiz, S. "Vortex merger in oceanic tripoles." *Journal of Physical Oceanography* 41, no. 6 (2011): 1239-1251.

Roemmich, D. and Gilson, J. "The 2004–2008 mean and annual cycle of temperature, salinity, and steric height in the global ocean from the Argo Program". *Progress In Oceanography*. 82. 81-100. 10.1016/j.pocean (2009).

Sato, O. T., and Polito, P. S. "Observation of South Atlantic subtropical mode waters with Argo profiling float data." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119, no. 5 (2014): 2860-2881.

Schmid, C., Siedler, G., and Zenk, W. "Dynamics of intermediate water circulation in the subtropical South Atlantic." *Journal of Physical Oceanography* 30, no. 12 (2000): 3191-3211.

Schmid, C., and Majumder, S. "Transport variability of the Brazil Current from observations and a data assimilation model." *Ocean Science* 14, no. 3 (2018): 417-436.

Schott, F. A., Dengler, M., Zantopp, R., Stramma, L., Fischer, J., and Brandt, P. "The shallow and deep western boundary circulation of the South Atlantic at 5–11 S." *Journal of Physical Oceanography* 35, no. 11 (2005): 2031-2053.

Schubert, R., Gula, J., Greatbatch, R. J., Baschek, B., and Biastoch, A. "The submesoscale kinetic energy cascade: Mesoscale absorption of submesoscale mixed layer eddies and frontal downscale fluxes." *Journal of Physical Oceanography* 50, no. 9 (2020): 2573-2589.

Scott, R. B., and Wang, F. "Direct evidence of an oceanic inverse kinetic energy cascade from satellite altimetry." *Journal of Physical Oceanography* 35, no. 9 (2005): 1650-1666.

Signorini, S. R. "On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay." *Deep Sea Research* 25, no. 5 (1978): 481-490.

Silveira, I. C. A. da, Schmidt, A. C. K., Campos, E. J. D., Godoi, S. S., and Ikeda, Y. "A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira." *Revista Brasileira de Oceanografia* 48, no. 2 (2000): 171-183.

Silveira, I. C. A. da, Calado, L., Castro, B. M., Cirano, M., Lima, J. A. M., and Mascarenhas, A. D. S. "On the baroclinic structure of the Brazil Current–Intermediate Western Boundary Current system at 22–23 S." *Geophysical research letters* 31, no.

14 (2004).

Silveira, I. C. A. da, Lima, J. A. M., Schmidt, A. C. K., Belo, W. C., Sartori, A., Franciscisco, C. P. F., and Fontes, R. F. C. "Is the meander growth in the Brazil Current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability?." *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 45, no. 3-4 (2008): 187-207.

Stommel, H. "The westward intensification of wind-driven ocean currents." *Eos, Transactions American Geophysical Union* 29, no. 2 (1948): 202-206.

Stramma, L., and England, M. "On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104, no. C9 (1999): 20863-20883.

Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., Swift, J. H. "Chapter 9 - Atlantic Ocean" In: Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., Swift, J. H., editors. "Descriptive Physical Oceanography (Sixth Edition)" ed. Boston: Academic Press; (2011). p. 245 – 301.

Tomczak, M., and Godfrey, J. S. "*Regional oceanography: an introduction*". Daya books, 2003.

Toole, J. M., and Warren, B. A. "A hydrographic section across the subtropical South Indian Ocean." *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 40, no. 10 (1993): 1973-2019.

Toole, J. M., Schmitt, R. W., and Polzin, K. L. "Estimates of diapycnal mixing in the abyssal ocean." *Science* 264, no. 5162 (1994): 1120-1123.

Valla, D., Piola, A. R., Meinen, C. S., and Campos, E. J. D. "Strong mixing and recirculation in the northwestern Argentine Basin." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123, no. 7 (2018): 4624-4648.

Van Aken, H. M., Van Veldhoven, A. K., Veth, C., De Ruijter, W. P. M., Van Leeuwen, P. J., Drijfhout, S. S., Whittle, C. P., and Rouault, M. "Observations of a young Agulhas ring, Astrid, during MARE in March 2000." *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 50, no. 1 (2003): 167-195.

Williams, R. G., Wilson, C., and Hughes, C. W. "Ocean and Atmosphere Storm Tracks: The Role of Eddy Vorticity Forcing", *Journal of Physical Oceanography*, 37 (2007), 2267-2289.

Zemba, J. C. "The structure and transport of the Brazil Current between 27° and 26° South." PhD diss., Massachusetts Institute of Technology, 1991.

Zhai, X., Johnson, H. L., and Marshall, D. P. "Significant sink of ocean-eddy energy near western boundaries." *Nature Geoscience* 3, no. 9 (2010): 608-612.

Caracterização da oceanografia física da plataforma continental da Bacia de Santos

Capítulo V

Revisão 01

Dezembro/2022

V. CARACTERIZAÇÃO DA OCEANOGRAFIA FÍSICA DA PLATAFORMA CONTINENTAL DA BACIA DE SANTOS

V.1. Introdução

Estendendo-se entre o Cabo de Santa Marta, em Santa Catarina, e Cabo Frio, no Rio de Janeiro, a Plataforma Continental da Bacia de Santos (PCBS) (Figura V-1) é uma plataforma complexa do ponto de vista físico. Há uma variedade de forçantes com escalas espaciais e temporais distintas atuando na PCBS, o que torna, ao mesmo tempo, complexa e intrigante sua dinâmica e termodinâmica.

Usando a classificação de Loder et al. (1998), a PCBS é uma plataforma larga com corrente de contorno ao longo da quebra da plataforma, levando à uma multiplicidade de processos que atuam na região. Mais especificamente, a PCBS está sujeita a ação dos ventos, do aporte de água continental, ou fluxo de fluatibilidade, da Corrente do Brasil (CB) e das marés. A importância de cada um desses elementos, entretanto, varia sazonalmente, com a distância da costa e a latitude.

Além disso, ondas internas, ondas de plataforma continental (OPC) e ondas inerciais são capazes de provocar mudanças na estrutura física e termohalina da região remotamente, trazendo mais um elemento a um sistema já bastante intrincado.

Neste capítulo, serão abordados como essas forçantes e ondas interagem e atuam na região, mostrando suas principais zonas de influência, variabilidade temporal e principais efeitos físicos que, em última instância, são capazes de alterar outros aspectos ambientais, como a distribuição de organismos e sedimentos na PCBS.

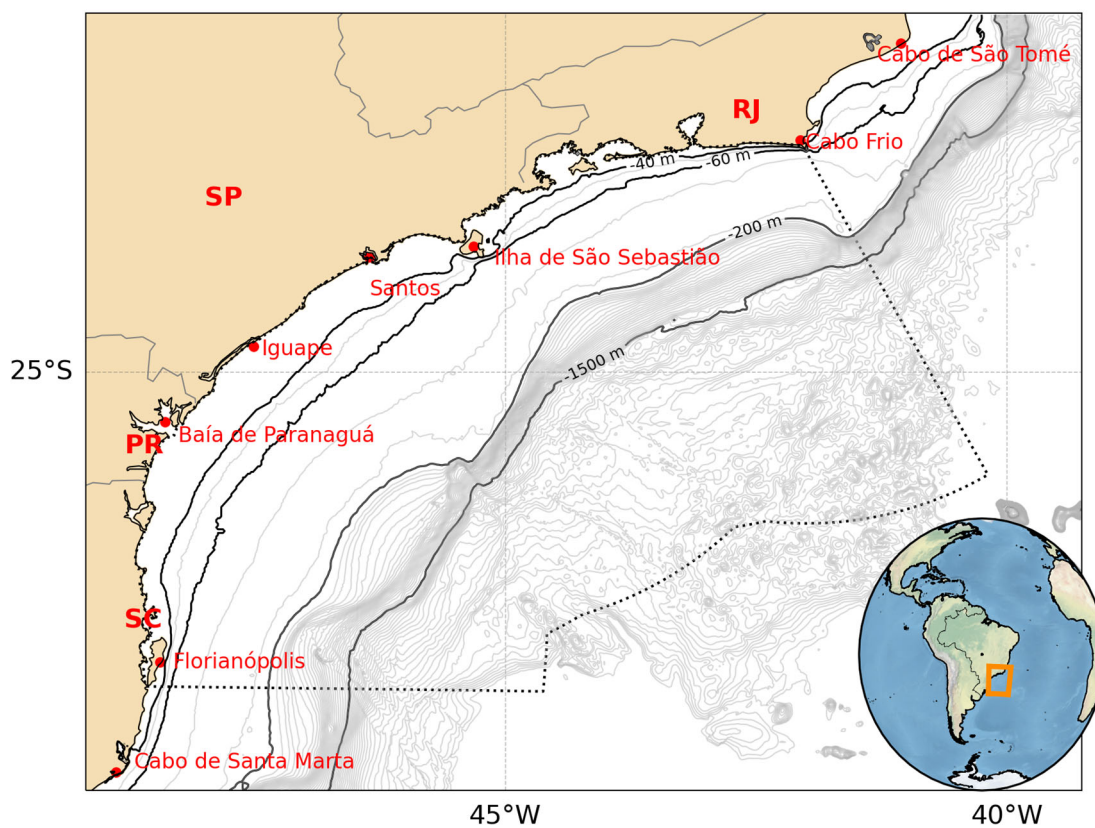


Figura V-1: Plataforma Continental da Bacia de Santos. O limite da plataforma continental pode ser considerado pela isóbata de 200m, aproximadamente. A linha tracejada indica o limite da Bacia de Santos.

V.2. Características gerais

A maneira como os diversos fenômenos e forçantes físicas atuam na PCBS, assim como em outras plataformas continentais, está ligada, também, às suas características geométricas e geográficas, e não apenas à variabilidade e intensidade dos mesmos. Características como a largura, extensão e inclinação do fundo, por exemplo, afetam a propagação de ondas, processos de ressurgência e o aquecimento de suas águas.

Fisicamente, a PCBS tem uma extensão de cerca de 1.100 km, largura variando entre 50 km, em Cabo Frio, e 230 km, na altura de Santos, e uma orientação da costa que vai da meridional, ao largo de Florianópolis, onde também é relativamente estreita (~70 km), a uma orientação quase zonal, em Cabo Frio (Castro et al., 2015).

Em sua porção sul há um aporte de água doce relativamente alto, onde o Rio Ribeira do Iguape é o responsável pelo maior volume descarregado no oceano, com uma vazão média da ordem de $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Marta-Almeida et al., 2021; Birocchi et al., in prep). Esta diferença entre as porções norte e sul são importantes do ponto de vista dinâmico, como será visto mais adiante.

A quebra da plataforma continental, que define a sua largura, pode ser traçada pela isóbata de 200 m, embora exista alguma variação de sua profundidade, podendo chegar a 120 m em alguns pontos da PCBS (Castro e Miranda, 1998). De qualquer maneira, mesmo nos pontos onde a quebra da plataforma ocorre em profundidades menores, a isóbata de 200 m ainda pode ser usada como o seu limite, uma vez que a distância entre as duas é bastante reduzida.

Por fim, a porção norte é bastante recortada e caracterizada pela presença de diversas enseadas e pequenas ilhas, enquanto a porção sul apresenta complexos estuarinos de grande porte (Castro et al., 2015).

V.3. Termodinâmica

A PCBS é ocupada por três massas d'água distintas. São elas a Água Costeira (AC), a Água Tropical (AT) e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) (Cerdeira e Castro, 2014). Tradicionalmente, massas d'água são definidas através de índices termohalinos baseados na temperatura e na salinidade, que são propriedades físico-químicas conservativas da água do mar. A AT e a ACAS são

massas d'água de origem oceânica, e chegam a PCBS transportadas pela CB (Miranda, 1982). A AC, por sua vez, tem uma origem distinta das demais, sendo formada na própria plataforma continental como resultado da mistura da água doce proveniente do continente e de águas de origem oceânica (Cerdeira e Castro, 2014). Por esse motivo, a AC apresenta os menores valores de salinidade e as menores densidades, com valores inferiores à $24,5 \text{ kg m}^{-3}$, ocupando a camada superficial da porção interna da plataforma continental. Além disso, devido a variações locais e sazonais relativas ao aporte de água doce nos oceanos, os índices termohalinos de AC não podem ser tomados como fixos, sendo determinados localmente, mas sempre apresentando valores de salinidade menores que os das massas d'água oceânicas (Cerdeira e Castro, 2014), ou seja, tipicamente menores do que 35 g kg^{-1} .

A AT e a ACAS, por outro lado, possuem índices termohalinos mais claros. No caso da AT, a massa d'água mais quente e salina da região, as temperaturas são maiores do que $20 \text{ }^\circ\text{C}$ e as salinidades ultrapassam 37 g kg^{-1} . Assim, a AT apresenta valores de densidade inferiores à $26,35 \text{ kg m}^{-3}$, colocando-a, portanto, na camada superficial do oceano e ocupando as porções média e externa da plataforma continental e, eventualmente, também a camada superficial da porção interna (Miranda, 1982). Por fim, a ACAS é a massa d'água mais densa da PCBS, com valores variando entre $26,35$ e $27,10 \text{ kg m}^{-3}$, principalmente devido aos seus baixos valores de temperatura, tipicamente menores que $18 \text{ }^\circ\text{C}$ e com salinidade de $36,4 \text{ g kg}^{-1}$. Assim, a ACAS ocupa uma boa porção do fundo da PCBS, principalmente as porções média e externa, e, em situações de ressurgência, a porção interna (Cerdeira e Castro, 2014).

A Figura V-2 exemplifica uma seção vertical da coluna d'água durante o Projeto Santos -Caracterização Regional da Bacia de Santos (PCR-BS, realizada ao largo do município de Ubatuba (SP), que indica a presença de todas as massas d'água mencionadas durante a campanha SANSED realizada em 2019 na plataforma continental. Vale aqui uma consideração quanto a classificação da AT e da AC como massas d'água. Em uma abordagem mais rigorosa, tanto a AT quanto a AC não poderiam ser classificadas como massas d'água, uma vez que elas estão em contato com a atmosfera e, portanto, sujeitas a trocas de calor e massa. Entretanto, os seus índices termohalinos permitem claramente diferenciá-las uma da outra e ambas da ACAS. Com isso, o tratamento de AT e AC como massas d'água clássicas facilita o entendimento da dinâmica e termodinâmica da região, sem comprometer a compreensão da estrutura termohalina na PCBS. As campanhas hidrográficas SANAGU e SANSED, realizadas em 2019, amostraram toda a PCBS, com a presença de todas as massas d'água mencionadas. A visualização dos valores de T e S para estas campanhas mostra, nos vértices do triângulo de mistura, a AC, com os menores valores de salinidade, a ACAS, com as menores temperaturas, e a AT, com os maiores valores de salinidade (Figura V-3).

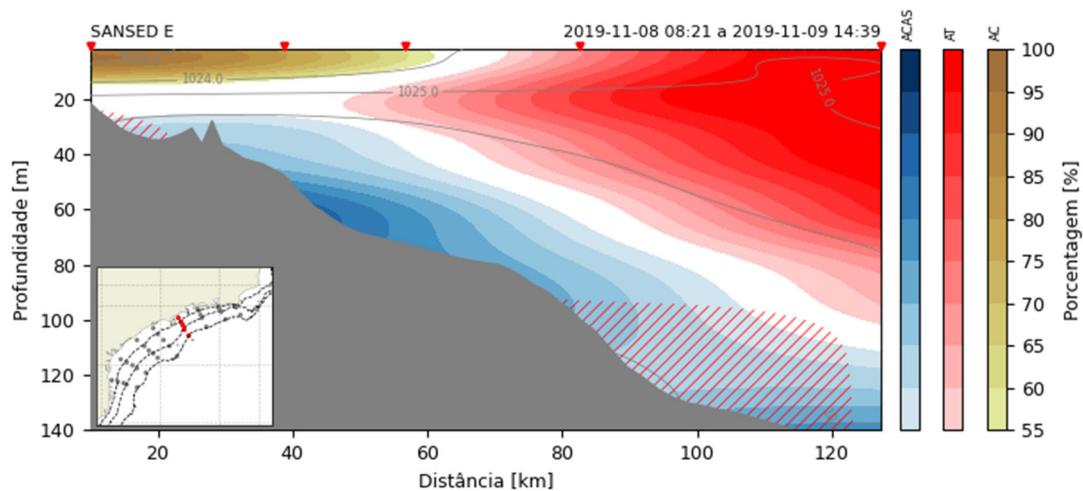


Figura V-2: Porcentagens de massa d’água durante o cruzeiro SANSSED (em cores) ao largo do município de Ubatuba e densidade da água (contornos cinza). A máscara cinza representa a batimetria na seção. Adaptado de Dottori et al. (submetido).

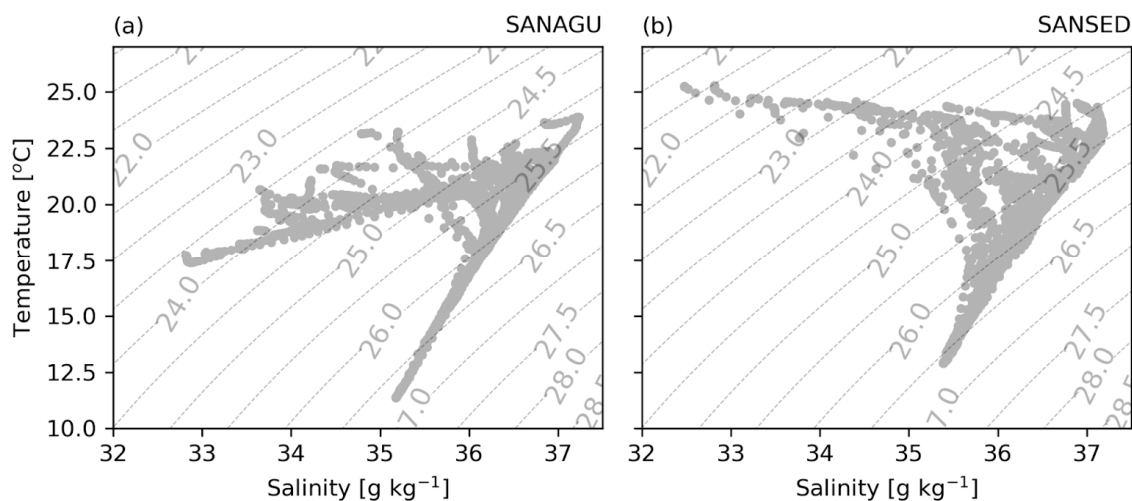


Figura V-3: Diagrama de temperatura e salinidade durante as campanhas oceanográficas SANAGU e SANSSED em 2019. Os vértices dos triângulos de mistura representam o núcleo das massas d’água. Adaptado de Dottori et al. (submetido).

A AT e a ACAS entram na PCBS através de trocas com o oceano profundo realizadas pela CB (Miranda, 1982). A AT, especificamente, é oriunda de áreas tropicais à leste e à nordeste da PCBS. A ACAS, que ocupa boa parte do fundo, é introduzida na PCBS através da quebra da plataforma ao largo de Cabo Frio e da Ilha de São Sebastião (ISS), com subsequente transporte para sudoeste (Cerdeira e Castro, 2014; Combes et al., 2021).

Na PCBS há um avanço e retração sazonal de ACAS abaixo das camadas de AT e AC entre a ISS e Cabo Frio (RJ), como observado nas campanhas SANAGU e SANSED (Figura V-4). Como exemplo, as campanhas do projeto PCR-BS mostram mudanças consideráveis entre o inverno e a primavera na porção norte, onde os volumes de ACAS nos primeiros 100 metros da coluna d'água e 80 km distante da costa passam de cerca de 40% a 50% para mais de 60% em alguns trechos. Outros estudos mostram valores semelhantes, como o de Cerdeira e Castro (2014). Essas variações são consistentes com as estimativas de transporte perpendiculares à costa observadas na isóbata de 200 m, entre a ISS e o Cabo de São Tomé (RJ), já fora da Bacia de Santos, entre 50 m e 200 m de profundidade. Entre setembro e janeiro, esse transporte é da ordem de 1 Sv, reduzindo para cerca de 0,5 Sv no outono e inverno (Combes et al., 2021). Campos superficiais da climatologia sazonal de temperatura (Figura V-5) (Sasaki et al., in prep), produzida no contexto do PCR-BS, demonstram temperaturas até 3,0 oC mais frias na região de Cabo Frio (RJ) durante o verão (DJF) associadas ao avanço sazonal da ACAS e à ressurgência costeira. Junto ao fundo, a climatologia demonstra a presença de águas frias ao largo da costa do estado do RJ, que parecem invadir a plataforma principalmente no verão (DJF) e primavera (SON). A dinâmica desse avanço e retrocesso de ACAS na PCBS é controlada pelo vento e, em menor grau, por mecanismos de soerguimento da ACAS na quebra da plataforma continental associados à CB (Campos et al., 2000; Palma, Matano, 2009). Todo este processo relaciona-se com o fenômeno de ressurgência na região de Cabo Frio que será abordado posteriormente na Seção V.5 deste capítulo.

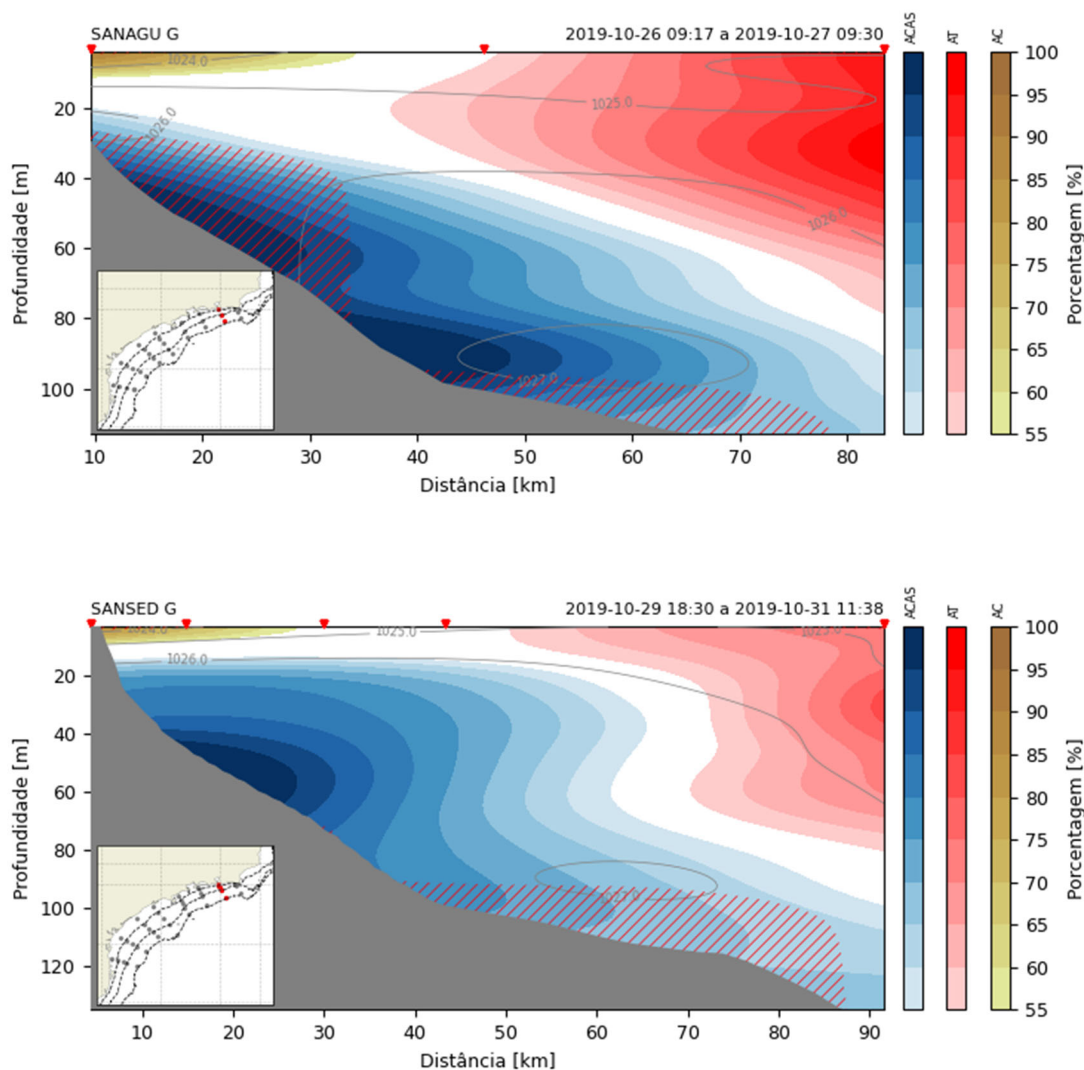


Figura V-4: Porcentagens de massa d'água durante o cruzeiro SANAGU (painel superior) e SANSSED (painel inferior) (em cores) realizados em 2019 ao largo da Baía da Guanabara e densidade da água (contornos cinza). A máscara cinza representa a batimetria na seção. Adaptado de Dottori et al. (submetido).

Embora menos evidente, é observada também uma sazonalidade para a AT. Os campos de superfície da climatologia sazonal de temperatura e salinidade (Figuras V.5 e V.6), demonstram a presença de águas em superfície com valores de temperatura maiores que 20 oC e salinidades superiores à 36 g kg⁻¹ sobre a plataforma. Entre a ISS e Cabo Frio, a AT responde por cerca de 35% do volume no outono, caindo para valores menores que 30% nas outras estações (Cerdeira e Castro, 2014). Essas mudanças são coerentes com os valores de transporte perpendiculares à costa nos primeiros 50 m da coluna d'água e na isóbata de 200 m, que vão de 0,5 Sv no outono para cerca de 0,3 Sv nas outras estações (Combes et al., 2021).

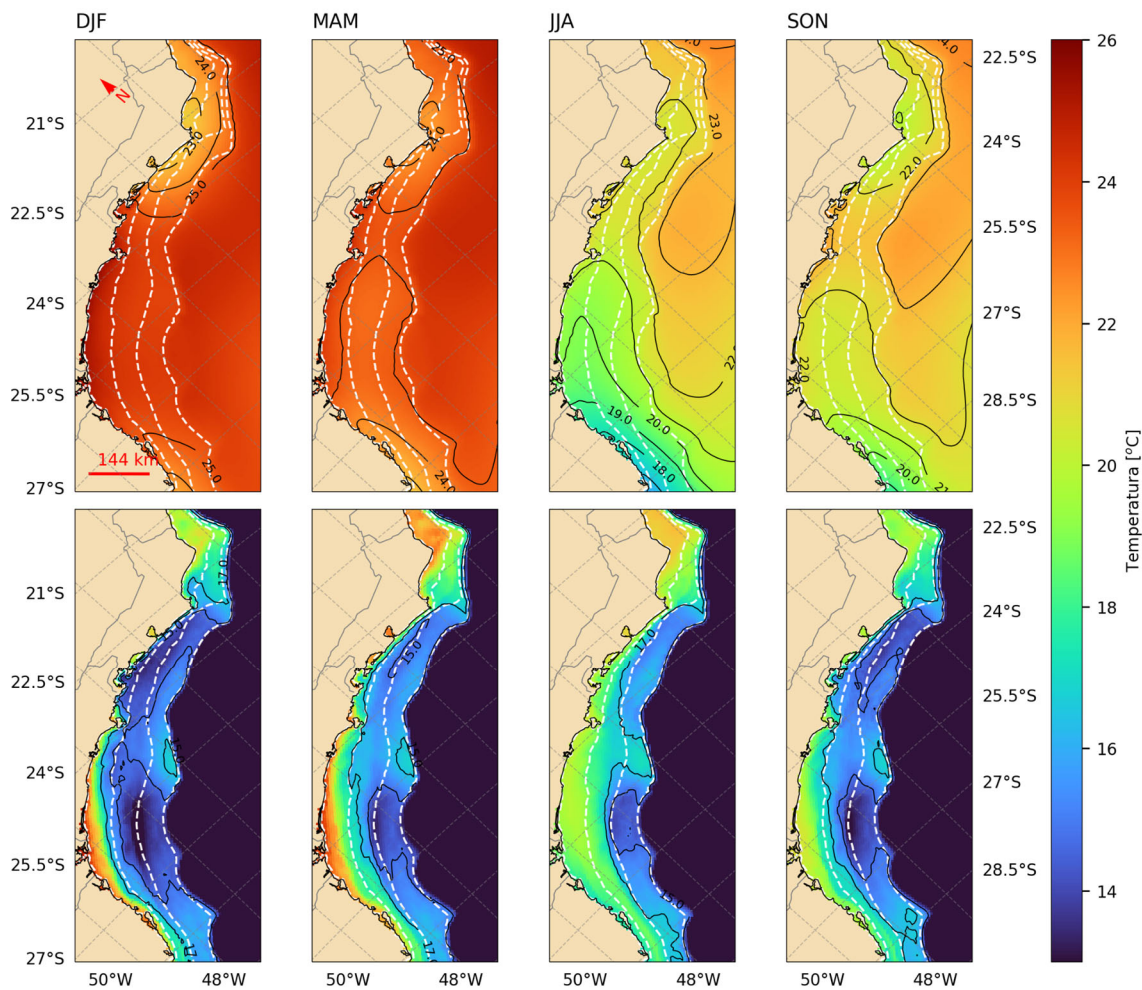


Figura V.5: Climatologia sazonal dos campos de temperatura de superfície (painel superior) e junto ao fundo (painel inferior) na plataforma da Bacia de Santos estimada através dados históricos de perfis de temperatura. Sobre a plataforma, as cores e contornos pretos representam os valores de temperatura. As climatologias foram criadas dentro do contexto do PCR-BS. (Adaptado de Sasaki et al., *in prep*). Os mapas estão rotacionados em aproximadamente 50o em relação ao norte verdadeiro (seta vermelha no painel superior esquerdo).

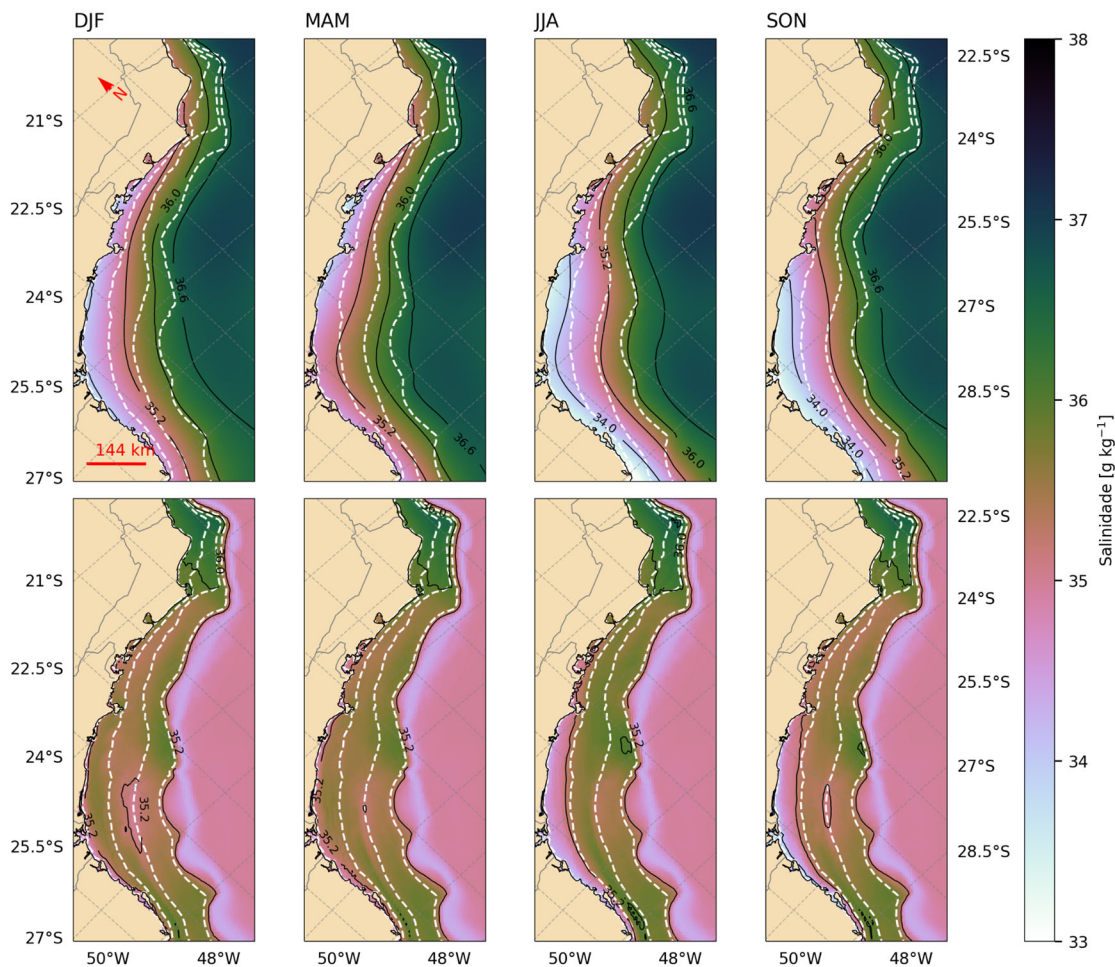


Figura V-6: Climatologia sazonal dos campos de salindade de superfície (painéis superiores) e fundo (painéis inferiores) na plataforma da Bacia de Santos estimada através de medidas históricas. Sobre a plataforma, as cores e contornos pretos representam os valores de salinidade. As climatologias foram criadas dentro do contexto do PCR-BS. (Adaptado de Sasaki et al., in prep). Os mapas estão rotacionados em aproximadamente 50o em relação ao norte verdadeiro (seta vermelha no painel superior esquerdo).

De modo similar, a AC também apresenta variações sazonais. Como sua

formação depende do regime pluviométrico, é no verão, onde são observadas as maiores precipitações, que a AC estende seus limites consideravelmente. Os campos climatológicos sazonais de salinidade (Figura V.6) demonstram uma extensão da isohalina de 35,2 g kg⁻¹ atingindo a região de Cabo Frio durante o verão (DJF) e o outono (MAM). Ainda no verão, a AC pode ser observada até a isóbata de 100 m, com exceção da região de Cabo Frio, onde ocorre ressurgência, retraindo-se para porções internas da isóbata de 50 m durante o inverno (Cerdeira e Castro, 2014). Sobre a plataforma, a salinidade é mais baixa em superfície, particularmente no verão (DJF) e outono (MAM) e apresenta menor influência junto ao fundo.

No inverno (JJA) e outono (SON), uma faixa de salinidade mais baixa estende-se na plataforma interna entre o Cabo de Santa Marta e a ISS (Figura V-5). Nessa região pode ocorrer a incursão da Água Subtropical de Plataforma Continental (ASPC), que também é uma Água Costeira, com origem na Plataforma Continental Sul (PCS), particularmente no inverno (Piola et al., 2000). Nesta área da PCBS, águas provenientes do Rio da Prata (RP) e de rios menores da costa sul (Marta-Almeida et al., 2021) podem atingir regiões próximas ao sul da ISS, principalmente quando há um grande aporte de águas do Rio da Prata associados a ventos persistentes de sudoeste, com duração de alguns dias. A ASPC apresenta salinidade aproximadamente constante ($S \sim 35,5$ g kg⁻¹), ocupando regiões mais rasas que 50 m na plataforma, com temperaturas de até 23 °C no inverno (Piola et al., 2000). Um exemplo desse tipo de evento, com volumes significativos de AC, ocorreu durante a campanha SANAGU de 2019 (Dottori et al., submetido), quando ventos favoráveis geraram condições para que a penetração da ASPC na PCBS influenciasse o volume de AC na região (Figura V-7). Os campos sazonais de salinidade superficial (Figura V-6) sugerem que tais incursões sejam uma característica sazonal na região. Nestes casos, particularmente no inverno, salinidades superficiais com valores inferiores à 34 g kg⁻¹ estendem-se por longas faixas na plataforma interna e média a oeste da ISS. O sinal da ASPC influencia também os campos de temperatura particularmente durante o inverno. Este sinal apresenta-se como uma língua de águas relativamente mais frias estendendo-se desde a plataforma ao largo de SC podendo chegar até as proximidades da ISS, com temperaturas de até 21 °C.

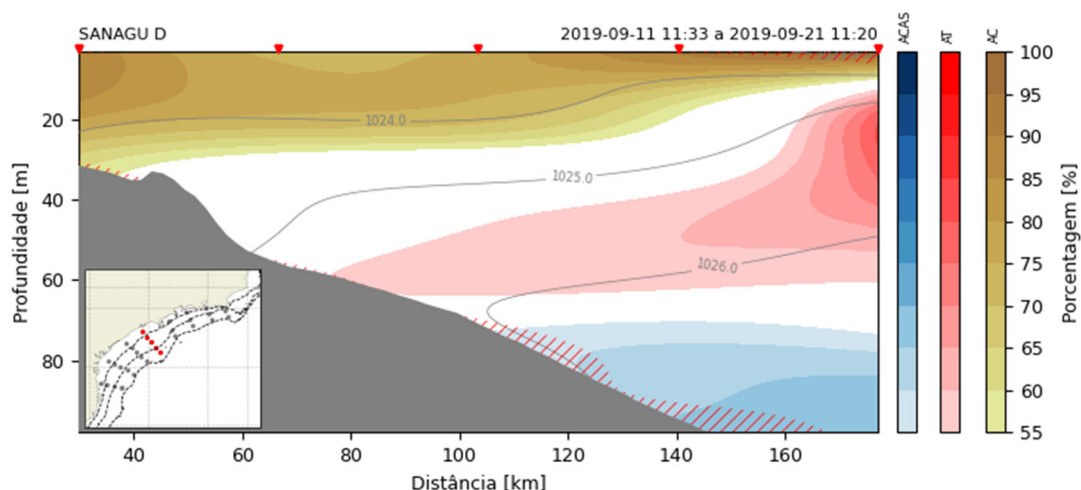


Figura V-7: Porcentagens de massa d'água durante o cruzeiro SANAGU realizado em 2019 (em cores) ao largo da cidade de Santos e densidade da água (contornos cinza). A máscara cinza representa a batimetria na seção. Adaptado de Dottori et al. (submetido).

A porção sul da PCBS também é impactada por águas de baixa salinidade ($S \sim 34\text{--}36 \text{ g kg}^{-1}$) associadas ao complexo estuarino-lagunar Cananéia-Iguape (CELCI) e rios localizados ao norte do município de Florianópolis (SC) e ao sul da ISS. Essas águas têm como região de influência a área ao sul de SC durante o verão, controlada pelos ventos de nordeste e se espalhando pela PCS (Marta-Almeida et al., 2021). Além disso, a pluma do CELCI pode alcançar as proximidades da ISS no inverno, devido a ventos de sudoeste (Marta-Almeida et al., 2021). Esses ventos típicos de inverno também controlam e ocasionam a penetração da pluma do Rio da Prata (RP) e de outros rios da PCS na PCBS, alcançando latitudes de até $25,5^{\circ}\text{S}$ (Marta-Almeida et al., 2021), o que é corroborado pelos campos de temperatura superficial climatológicos (Figura V-5).

A estrutura hidrográfica vertical na PCBS pode apresentar dois padrões distintos. Em um primeiro caso a AC fica restrita às regiões mais rasas, tipicamente até a isóbata de 20 m, com a AT sobrepondo-se à ACAS nas porções média e externa da plataforma continental. Já em um segundo padrão, menos frequente mas não raro, grandes volumes de AC contribuem para a criação de uma estrutura em 3 camadas. Na camada superior, águas menos salinas e mais quentes da AC sobrepoem-se as águas bastante salinas e quentes da AT. Por fim, o fundo é ocupado pela ACAS, fazendo com que a AT ocupe regiões intermediárias da coluna d'água. Essa intrusão da AT em subsuperfície bloqueia possíveis misturas da AC com a ACAS, e pode ser identificada por valores elevados de salinidade em subsuperfície (Campos et al., 2000; Palma e Matano, 2009; Cerda e Castro, 2014).

Essa estratificação da coluna d'água, tanto no primeiro quanto no segundo caso, é mantida pelo aporte constante da ACAS na porção mais profunda e, na região mais interna da plataforma continental, pelo fluxo de água doce do continente e consequente formação da AC (Cerdea e Castro, 2014). Simulações numéricas com traçadores corroboram este processo em áreas interiores à isóbata de 100 m (Combes et al., 2021).

A manutenção dessa estratificação da coluna d'água gera intensos gradientes salinos, devido aos baixos valores de salinidade da AC, e térmicos, devido às baixas temperaturas da ACAS. Com isso, são criadas frentes, que são definidas como regiões onde esses intensos gradientes ocorrem. Na superfície, na transição entre a AC e a AT, forma-se a Frente Halina Superficial (FHS), que pode ser identificada pela isohalina de 36 g kg⁻¹ (Cerdea e Castro, 2014). No fundo, onde a ACAS encontra uma das outras duas massas d'água, é formada a Frente Térmica Profunda (FTP), que pode ser determinada pela isoterma de 18 oC (Cerdea e Castro, 2014). Essas frentes também podem ser usadas para designar, em um contexto mais dinâmico, as regiões da PCBS. Entre a costa e a FTP, encontra-se a plataforma continental interna (PCI). Entre a FTP e a FHS, encontra-se a plataforma continental média (PCM) e, entre a FHS e a quebra da plataforma continental, encontra-se a plataforma continental externa (PCE).

Essa divisão da PCBS em termos dinâmicos auxilia na compreensão dos processos físicos atuando em cada uma dessas porções. Embora o vento tenha potencial de gerar movimento em toda a PCBS, os movimentos gerados pelo aporte fluvial ficam limitados à PCI, enquanto a CB é capaz de impactar principalmente a hidrodinâmica na PCE.

A posição dessas frentes varia sazonalmente. Na primavera e verão, a FTP encontra-se, normalmente, entre as isóbatas de 20 m e 40 m, enquanto a FHS posiciona-se entre as isóbatas de 70 m e 90 m (Cerdea e Castro, 2014). No outono e no inverno, a FTP desloca-se em direção ao largo, enquanto a FHS move-se na direção oposta, retraindo e, eventualmente, até suprimindo a PCM (Cerdea e Castro, 2014). Nesses períodos, tanto a FTP quanto a FHS encontram-se entre as isóbatas de 50 m e 70 m.

Essa divisão em termos dinâmicos é adequada para grande parte da PCBS. Entretanto, há situações onde esta divisão pode não se mostrar adequada, como na porção norte, ao largo de Cabo Frio, onde ocorre ressurgência. Nesses casos, há um afloramento da ACAS e, portanto, não é observada a FTP, impossibilitando ou dificultando essa divisão em termos dinâmicos.

V.4. Hidrodinâmica

Como já mencionado, a PCBS é uma plataforma larga, em sua maior parte, com corrente de contorno oeste atuando no limite externo e localizada em região tropical, onde há precipitação relativamente elevada. Com isso, sua hidrodinâmica é bastante complexa, onde diversos mecanismos podem atuar simultaneamente e de maneira independente. Entre os principais mecanismos geradores de corrente há, claramente, três que devem ser destacados: o aporte de águas continentais, ou fluxo de flutuabilidade, os ventos e, por fim, a CB.

Há, também, uma diversidade em termos dos principais períodos de oscilação das correntes na PCBS. Na direção paralela (ou longitudinal) à linha de costa, a frequência subinercial é predominante, e possui picos uma ordem de grandeza maiores do que as componentes de maré, tanto semidiurna quanto diurna (Figura V-8 (a), (c) e (e)). Já a componente perpendicular (ou transversal) à linha de costa pode apresentar picos espectrais equivalentes nas frequências subinercial e maregráfica (Figura V-8 (f)). A Figura V-8 mostra esses espectros em diversas regiões da PCBS, e os resultados são muito similares ao de outros estudos (e.g. Castro, 1996; Dottori e Castro, 2018).

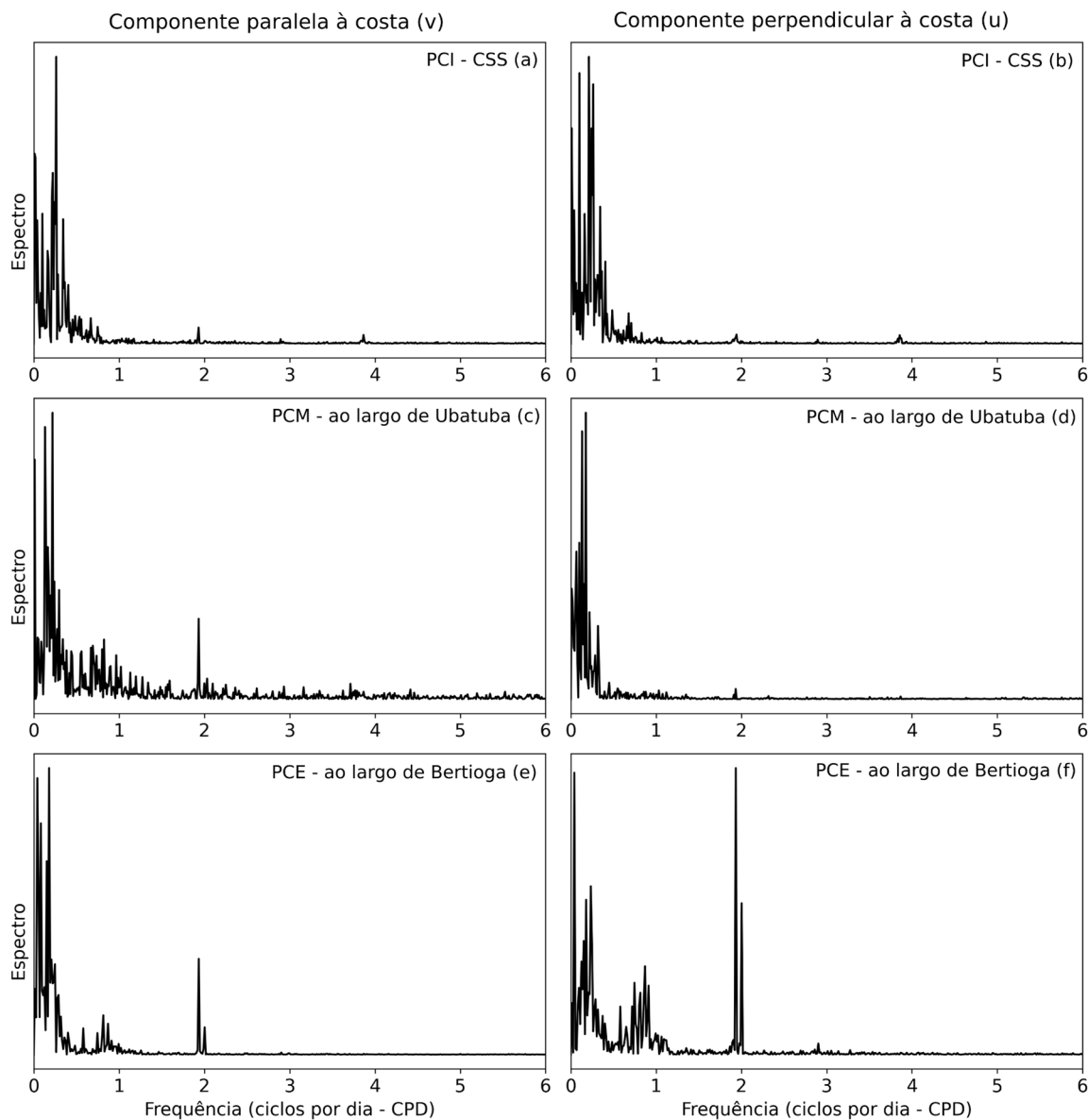


Figura V-8: Espectros para as correntes oceânicas observadas na PCI (no Canal de São Sebastião - projeto CSS) (isóbata de 20 m) para a componente paralela (a) e perpendicular à costa (b), na PCM (ao largo de Ubatuba - projeto DEPROAS) (isóbata de 50 m) (c, d) e na PCE (ao largo de Bertioga - projeto COROAS) (isóbata de 100 m) (e, f).

V.4.1 **Correntes geradas pelo vento**

Inicialmente, as correntes geradas pelo vento atuam em toda a plataforma continental, desde a costa até o seu limite externo (Dottori e Castro, 2009). De maneira simplificada e retomando o assunto abordado anteriormente (Cap. IV), a direção preferencial dos ventos na região depende do sistema meteorológico sinótico em atuação. Quando a Alta Subtropical do Atlântico Sul domina os ventos na região, vindos dos quadrantes nordeste e leste, há um transporte de Ekman na camada superficial em direção ao largo, ou seja, há remoção de água da costa, com consequente rebaixamento do nível do mar (Figura V-9). Com isso, um gradiente de pressão é estabelecido e, atingido o equilíbrio geostrófico, as correntes geradas são na mesma direção do vento, ou seja, deixando a costa à direita. Quando uma frente fria atinge a região, há uma inversão na direção do vento, que passa a ser dos quadrantes sudoeste e sul, gerando um transporte de Ekman na superfície em direção à costa com consequente elevação do nível do mar. Mais uma vez, há a geração de um gradiente de pressão, e o equilíbrio geostrófico eventualmente estabelecido gera correntes que deixam a costa à esquerda.

Vale notar aqui que este mecanismo de elevação e rebaixamento do nível do mar junto à costa provocado pelo vento também é responsável por outros processos importantes da PCBS. Podemos destacar, como exemplos, a ressurgência costeira em Cabo Frio e também as ressacas, as quais podem provocar prejuízos significativos em casos mais intensos. O termo ressaca pode levar a diversas interpretações distintas, variando entre os diversos grupos sociais. Aqui, trataremos a ressaca com uma definição mais restritiva, onde este fenômeno é identificado quando marés de sizígia (maré astronômica) são coincidentes com elevações do nível do mar na costa provocadas por ventos muito intensos (maré meteorológica). Nestas condições, é possível, inclusive, ocorrer o avanço do mar sob estruturas costeiras, como avenidas e edifícios.

No caso da PCBS, ventos de frentes frias (Figura V-9) geram um transporte de Ekman na superfície em direção à costa, como já mencionado e, quando há uma somatória construtiva com as marés de sizígia, as elevações do nível do mar são substancialmente acima da média, gerando a ressaca. Há, ainda, a soma de ondas de gravidade que, quando geradas por esses ventos mais intensos podem atingir amplitudes também muito acima de valores médios, amplificando os seus efeitos.

Há, de fato, uma correlação bastante elevada entre o vento local e as correntes na PCBS. Na Tabela V-1 são apresentados alguns valores de correlação para boa parte da PCBS. Na PCI e PCM próximas a Ubatuba, por exemplo, as componentes paralelas à linha de costa do cisalhamento do vento e das correntes

atingem valores de correlação entre 0,42 e 0,7 (Dottori e Castro, 2009). Mais ao sul, ao largo de Santos, para as mesmas componentes na PCM, o coeficiente de correlação é da ordem de 0,6, similar àqueles observados na PCI em Cabo Frio (Dottori e Castro, 2009, 2018). Mesmo em regiões bem próximas à costa, essa correlação ainda é alta, atingindo valores da ordem de 0,57 na PCI, por exemplo (Tabela V-1). Correlações variando entre 0,30 e 0,70 também foram estimadas entre as componentes paralelas à costa do vento local e das correntes na PCBS aplicando um modelo semianalítico (Dottori e Castro, 2018).

Tabela V-1: Correlação entre as componentes paralelas à costa do vento local e das correntes na PCBS separadas entre a PCI, PCM e a PCE para o banco de dados correntográficos dos projetos ECOSAN, DEPROAS, COROAS, PIOF e CSS (Canal de São Sebastião) e também do NODC (National Oceanographic Data Center, da NOAA). Foram incluídos também dados pretéritos do Projeto PIOF (Dottori e Castro, 2009) e Projeto DEPROAS (Dottori e Castro, 2018).

Projetos ECOSAN, DEPROAS, COROAS, PIOF, CSS e dados do NODC	
Local	Correlação (lag em horas)
PCI	0,57 (-8)
PCM	0,46 (-4)
PCE	0,39 (-2)
Projeto PIOF (Dottori e Castro, 2009)	
Profundidade Local	Correlação
PCI (30 m)	0,42
PCM (60 m)	0,62
PCM (60 m)	0,70
Projeto Deproas (Dottori e Castro, 2018)	
Profundidade Local	Correlação (lag em horas)

50 m	0,70 (-4)
100 m	0,53 (-2)
200 m	0,31 (-12)

Assim, boa parte da variabilidade observada nas correntes é resultado direto da ação do vento local, e mesmo em regiões onde outros mecanismos estão presentes e são predominantes, a ação dos ventos não pode ser desconsiderada. Este fato é especialmente importante se incluirmos não apenas a ação do vento local mas, também, do vento remoto. Como já observado em outros estudos, o vento remoto na porção sul da PCBS é capaz de influenciar tanto a elevação do nível do mar (Castro e Lee, 1995) quanto as correntes (Dottori e Castro, 2018) em toda PCBS. Ao largo de Ubatuba, na PCI e PCM, por exemplo, há uma melhora significativa da ordem de 10% a 20% do coeficiente de correlação quando os efeitos do vento remoto são incluídos (Dottori e Castro, 2018). Ao largo de Cabo Frio também é observada uma melhora do coeficiente de correlação na PCI quando o vento remoto é incluído, mas é na PCM e na PCE que essa diferença se faz mais clara. Como mostrado por Dottori e Castro (2018), quando apenas a componente local é considerada, pode-se ter a impressão de que o vento não desempenha qualquer papel relevante nas correntes da região, e os coeficientes de correlação entre o cisalhamento do vento e as correntes atingem valores muito baixos, da ordem de 0,3 ou menores. Entretanto, a inclusão da componente remota traz uma nova perspectiva à importância do vento na geração de correntes ao largo de Cabo Frio, e os coeficientes de correlação saltam para valores da ordem de 0,6, deixando claro que não podem ser desprezados.

Essa influência do vento remoto ao sul na dinâmica de toda a PCBS se dá através da propagação de OPCs. Essas são ondas topográficas aprisionadas à costa que se propagam em direção ao equador com uma velocidade da ordem de 10 m s⁻¹ entre o limite sul e a ISS, e cerca de 7 m s⁻¹ entre a ISS e Cabo Frio (Castro e Lee, 1995; Dottori e Castro, 2018). Na PCBS, as OPCs originam-se nas proximidades de Cananéia e há uma elevada correlação entre os ventos nesta área e as oscilações subinerciais do nível do mar nas porções mais ao norte. O atraso entre a atuação do vento ao sul e as subsequentes oscilações do nível do mar e das correntes ao norte varia entre 12 h e 24 h. As velocidades de propagação das OPCs são próximas as velocidades de deslocamento das frentes frias (Stech e Lorenzetti, 1992; Coelho, 2008; Gregorio, 2014; Nascimento, 2017), podendo gerar ressonância e, conseqüentemente, amplificar os efeitos do vento na

hidrodinâmica da PCBS. De fato, estudos numéricos mostram esta amplificação para frentes frias deslocando-se com velocidades próximas a 11 m s⁻¹ entre Cananéia e Santos, e amplificação do sinal para frentes frias deslocando-se com velocidades de 9,5 m s⁻¹ entre Santos e Ubatuba (Nascimento, 2017).

Vale notar que essa dinâmica associada ao vento tem um caráter majoritariamente barotrópico, isto é, a variação das correntes com a profundidade é pequena, mesmo em regiões onde a estratificação é acentuada. A estimativa é que a componente barotrópica das correntes na região responda por cerca de 90% ou mais da variabilidade (Castro, 1996; Dottori e Castro, 2018). Esse caráter barotrópico mostra que as correntes em toda a coluna d'água obedecem aos mesmos mecanismos e, portanto, a capacidade de transportar substâncias e organismos se estende da superfície ao fundo.

Essa variabilidade das correntes associada aos ventos atua em escalas temporais de ordem subinercial. O intervalo entre a passagem de frentes frias varia entre 4 e 10 dias, mas a atuação da frente fria sob a plataforma possui escalas menores, tipicamente da ordem de 1 ou 2 dias.

Há situações em que este intervalo entre a passagem de frentes frias pode se prolongar devido a bloqueios atmosféricos, como descrito por Rodrigues e Woolings (2017). No verão de 2014, por exemplo, um bloqueio atmosférico atuou sob a PCBS impedindo a entrada de frentes frias por 30 dias (Silva e Dottori, 2021).

Ainda quanto a variabilidade subinercial de correntes, a componente longitudinal à linha de costa é cerca de duas ordens de grandeza mais intensa do que a componente transversal (Dottori e Castro, 2009). Como podem ser observados na Figura V-9, as correntes são majoritariamente alinhadas com a direção da linha de costa por toda a PCBS, incluindo as regiões norte e sul, e as porções interna, média e externa. Entretanto, grandes mudanças na estrutura termohalina estão associadas, normalmente, ao transporte transversal de propriedades físico-químicas. Isso é possível pois os gradientes transversais dessas propriedades são muito mais intensos do que os gradientes longitudinais, compensando a baixíssima velocidade das correntes nessa direção.

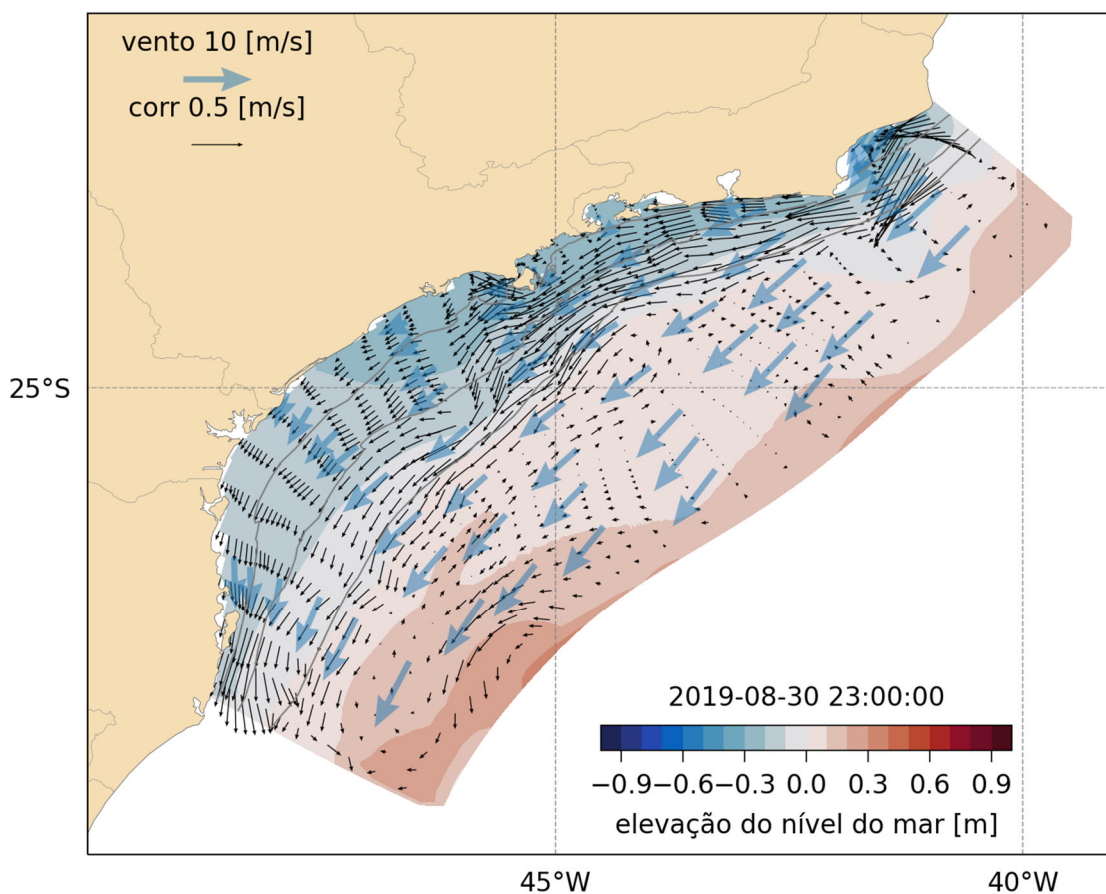


Figura V-9: Resultados de simulação da elevação da superfície do nível do mar (cores) do Modelo PreAMAR (Costa et al., 2020), correntes (vetores pretos pequenos) e vento (vetores azuis grandes) para situação de vento de nordeste e rebaixamento do nível do mar na costa.

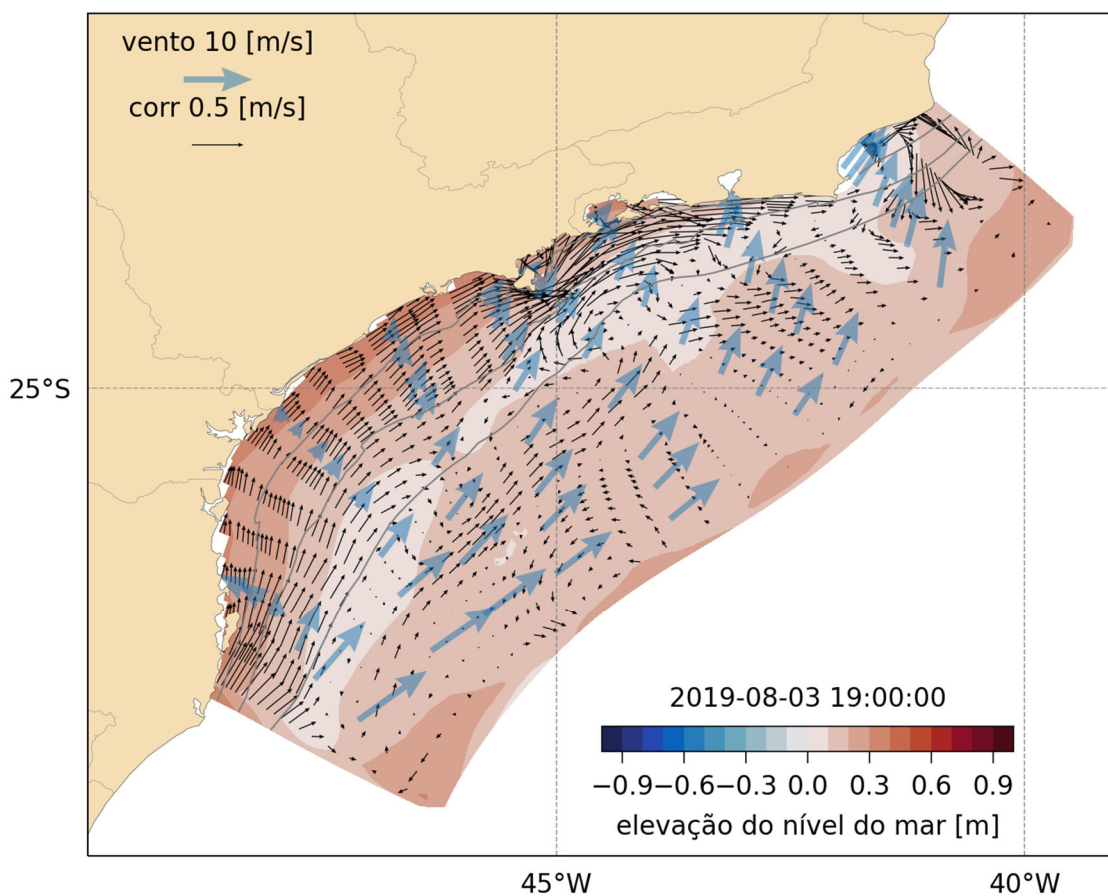


Figura V-10: Resultados de simulação da elevação da superfície do nível do mar (cores) do Modelo PreAMAR (Costa et al., 2020), correntes (vetores pretos pequenos) e vento (vetores azuis grandes) para situação de frente fria e, conseqüentemente, elevação do nível do mar na costa.

V.4.2 Correntes geradas pelo fluxo de fluvariabilidade

Diferente das correntes geradas pelo vento, o aporte de água de origem continental na PCBS gera correntes barotrópicas apenas em direção ao equador. Isso ocorre pelo fato de que a força de gradiente de pressão é sempre em direção ao largo, uma vez que a descarga continental apenas eleva o nível do mar junto à costa. Assim, uma vez estabelecido o equilíbrio geostrófico, as correntes geradas deixam a costa à esquerda na PCBS. Desta forma, o escoamento associado à descarga continental está relacionado à formação de AC e os seus limites de atuação ficam restritos à FHS.

Há, portanto, distinções regionais nesta dinâmica, ficando a porção sul da PCBS mais sujeita a ação dessa força principalmente devido ao aporte do rio Ribeira do Iguape, que responde por cerca de 60% de todo aporte continental na PCBS, que deságua principalmente pelo canal do Valo Grande (aproximadamente 75% – GEOBRÁS, 1966) no complexo estuarino lagunar Cananéia-Iguape (CELCI).

As correntes geradas pelo fluxo de fluvariabilidade na PCI são ao menos uma ordem de grandeza mais intensas do que as de maré (Morais, 2016). Nesta porção da PCBS, o aumento da precipitação durante o verão provoca uma concorrência dessas correntes e aquelas geradas pelo vento o qual, nesta estação do ano, é predominantemente para sudoeste (Morais, 2016; Castro, 1996; Valente, 1999; Mazzini, 2009). A Figura V-11 mostra o efeito isolado da influência do aporte de fluvariabilidade avaliado através de uma simulação numérica idealizada.

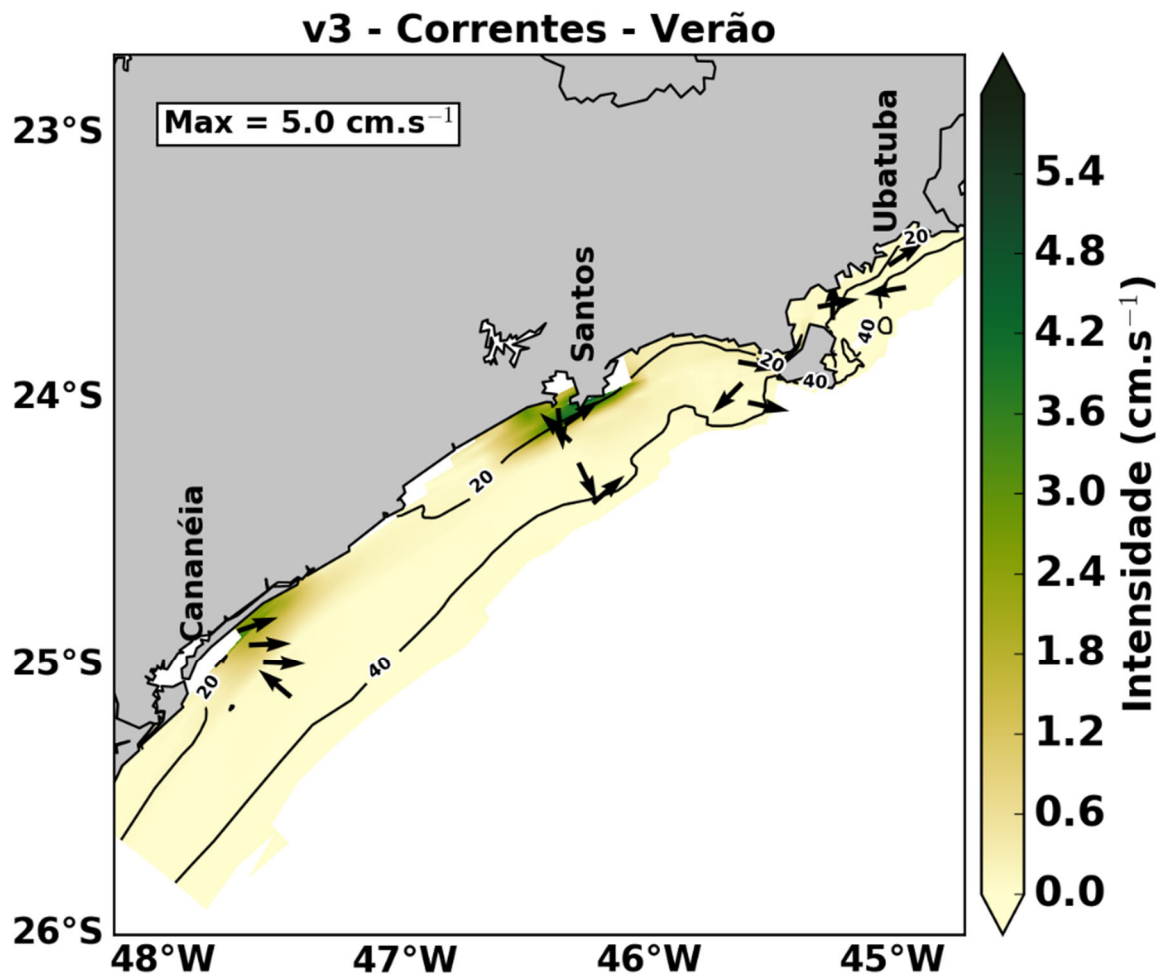


Figura V-11: Resultados de simulação idealizada de correntes média integrada verticalmente. As forçantes são baseadas exclusivamente na vazão estimada em Cananéia e Santos (SP) com valores de, respectivamente, $43 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e $54 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Morais, 2016).

O fluxo de correntes preferencial para nordeste durante o verão pode chegar até a isóbata de 50 m, e essas correntes podem atingir intensidades que chegam a pouco mais de $0,5 \text{ m s}^{-1}$ quando há um processo construtivo entre as duas forçantes (fluxo de fluviabilidade e ventos), isto é, grande descarga fluvial acompanhada de passagem de frente fria (Morais, 2016). Durante o inverno, não é possível estabelecer uma direção preferencial das correntes e situações anômalas com invernos muito chuvosos tendem a provocar fluxos preferenciais para nordeste (Morais, 2016). Vale lembrar que na PCM e PCE, as correntes geradas pelo fluxo de fluviabilidade são desprezíveis, ficando essa região mais externa sujeita às forçantes do vento e da CB.

V.5. Ressurgência em Cabo Frio

A ressurgência é um fenômeno no qual as águas mais frias abaixo da termoclina afloram na superfície, levando, normalmente, nutrientes à zona eufótica e aumentando substancialmente a produção primária. No caso da PCBS, a ressurgência se dá pelo afloramento da ACAS, e as regiões do Cabo de Santa Marta (Campos et al., 2013) e de Cabo Frio (Emilsson, 1961; Ikeda et al., 1974) são os principais locais de sua ocorrência. Esse processo é controlado, em primeira ordem, pela ação do vento sobre a plataforma e, em segunda ordem, pela interação entre as correntes e a topografia no talude (Palma e Matano, 2009; Mazzini e Barth, 2013; Campos et al., 2013).

A ressurgência em Cabo Frio (Figura V-12), especificamente, ocorre quando ventos paralelos à linha de costa vindos dos quadrantes norte e nordeste, associados à ASAS, geram um transporte de Ekman na superfície em direção ao oceano, criando uma região de divergência junto à costa. Essa divergência é compensada pelo transporte em direção à costa em camadas subsuperficiais. Além disso, as correntes geostróficas criadas por essa divergência promovem um transporte de Ekman junto ao fundo também em direção ao continente, transportando a ACAS dessa porção da coluna d'água na mesma direção, colaborando com todo o mecanismo de ressurgência.

Nesse processo, a persistência dos ventos é fundamental para o afloramento da ACAS. Tipicamente, ventos de nordeste precisam persistir por cerca de 4 dias para que a ACAS chegue à superfície ou à camadas muito próximas da superfície do oceano (Dottori et al., submetido). Vale ressaltar que ventos favoráveis muito intensos, mas que persistem por períodos curtos, não são capazes de provocar o afloramento da ACAS.

Em situações anômalas, onde há bloqueio atmosférico impedindo a passagem de frentes frias, o afloramento de ACAS é bastante intenso, com águas mais frias se desprendendo da costa e movimentando-se em direção ao oceano profundo. Esse processo pôde ser observado no verão de 2013-2014, durante o bloqueio atmosférico persistente por 30 dias (Silva e Dottori, 2021). Curiosamente, apenas a porção ao norte da ISS foi afetada pelo resfriamento de águas superficiais, enquanto na porção ao sul da mesma ilha houve um aquecimento anômalo de suas águas devido à ausência de nuvens, provocada, também, pelo bloqueio atmosférico.

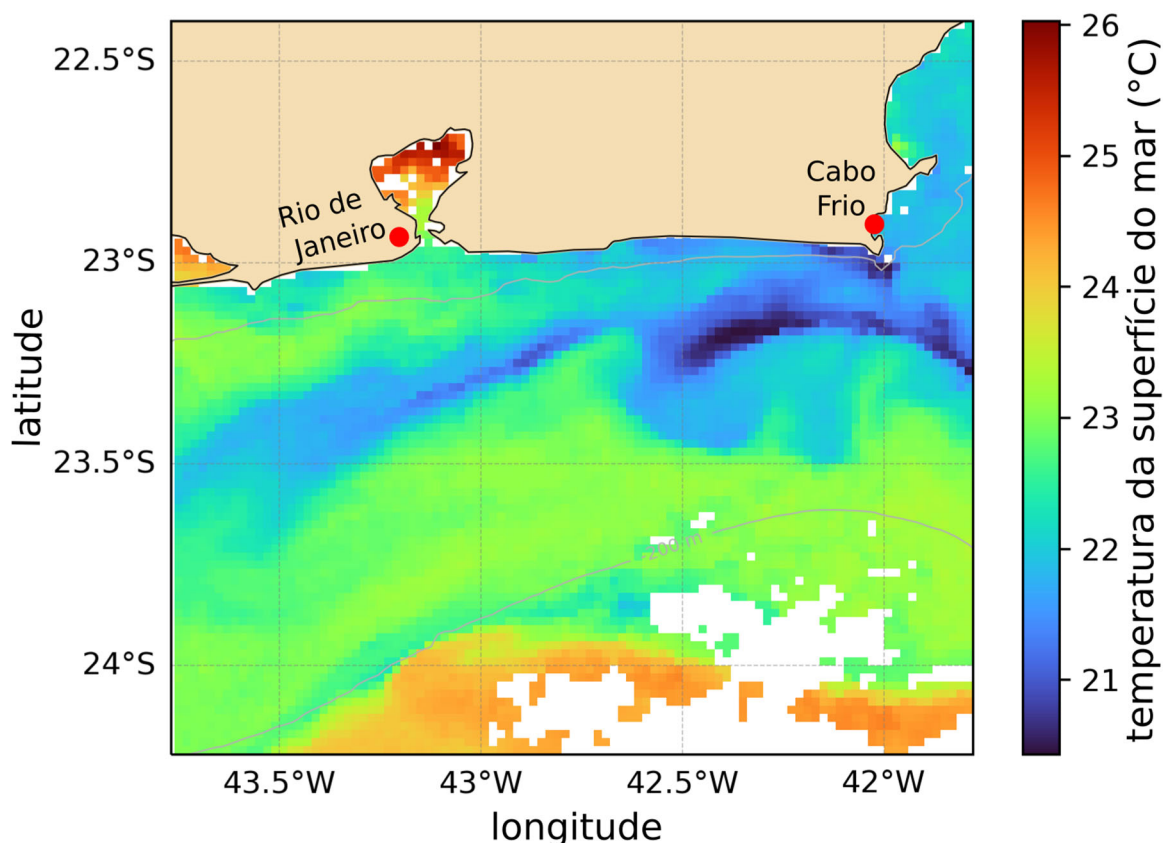


Figura V-12. INSERIR LEGENDA. Linhas cinzas indicam isóbatas de 50 m e 200 m.

V.6. Marés

A maré astronômica é o movimento periódico de subida e descida do nível do mar que obedece à força do campo gravitacional no sistema Terra-Sol-Lua (Pugh, 1987). A onda de maré é uma onda longa e suas características são modificadas quando avança do oceano profundo para as plataformas continentais. Essas ondas compõem predominantemente a altura do nível do mar, com poucas exceções, e também geram correntes. Neste sentido, as componentes de maré podem ser quarterdiurnas (período de 6h), terdiurnas (8h), semidiurnas (12h) ou diurnas (24h) (Miranda et al., 2002). Na PCBS, as principais componentes de maré são as diurnas Q1, O1, P1 e K1, as semidiurnas N2, M2, S2 e K2, e a terdiurna M3 (Mesquita, 1997; Harari e Camargo, 1994).

A circulação de maré na região é predominantemente anticiclônica (anti-horária), o que é corroborado pelo sentido de propagação da corrente de maré M2 (Mesquita, 1997). A componente M2 (Figura V-13 (a)) nas correntes de maré (a

mais intensa na região seguida pela S2 (Figura V-13 (b)), tem maior intensidade (amplitude) próximo a Paranaguá, diminuindo à medida que se aproxima do Rio de Janeiro. As elipses de maré da componente M2 se distribuem de forma quase uniforme em profundidade, em direção e amplitude na PCBS em frente a Paranaguá, enquanto que, na camada de fundo elas são comparativamente menores e bastante pequenas na PCBS próximo ao Rio de Janeiro (Mesquita, 1997). Em particular, nessa região, a corrente tem circulação que acompanha a trajetória elíptica, com o seu semieixo maior orientado praticamente na mesma direção da costa em todas as profundidades (Mesquita, 1997). A direção das elipses das correntes de maré corroboram com o encontro das linhas cotidais da componente M2 de maré provenientes dos dois pontos anfidrômicos, do Atlântico Sul e do Rio Grande (Mesquita, 1997). Esse efeito não é observado na porção mais a leste, onde as linhas cotidais do ponto anfidrômico do Atlântico Sul varrem a região com alto valor da celeridade, implicando em valores menos intensos das correntes de marés semidiurnas (Mesquita, 1997).

Distorções da onda são notadas mais facilmente na sua propagação em regiões de pouca profundidade e com restrições laterais como nos estuários e canais costeiros. A progressão da onda de maré em águas rasas é influenciada por efeitos não lineares que contribuem na distorção e dissipação de energia. Entre os efeitos estão: (1) a influência da fricção do fundo e constrição lateral do canal dos estuários; (2) a configuração da costa, que impõe variações na direção de fluxos de marés, e (3) a profundidade da coluna de água, que, em estuários, pode ser comparável em escala com a amplitude da maré (Pugh, 1987; Dyer, 1997).

A influência da maré astronômica é geralmente dominante em estuários, tanto em intensidade quanto em frequência de ocorrência. A ação da maré no estuário, com o mesmo período da maré oceânica é chamada de cooscilação da maré (Defant, 1960). As ondas produzidas pela maré astronômica são dominantes na geração de movimentos (flutuações turbulentas e correntes) e mistura nos estuários, o que envolve intensos processos advectivo e difusivo, variáveis espacialmente e condicionados pela geometria estuarina (Miranda et al., 2002). A onda de maré no interior da maioria dos estuários e canais costeiros é uma composição complexa de ondas estacionárias e progressivas (Miranda, et al., 2002). A influência dessas ondas é observada na região da PCBS no estuário de Cananéia-Iguape, em que a maré observada é resultante de duas ondas progredindo em direções opostas, provenientes das entradas ao norte e ao sul do estuário, e possuem características intermediárias entre ondas progressivas e estacionárias (Miyao e Harari, 1989).

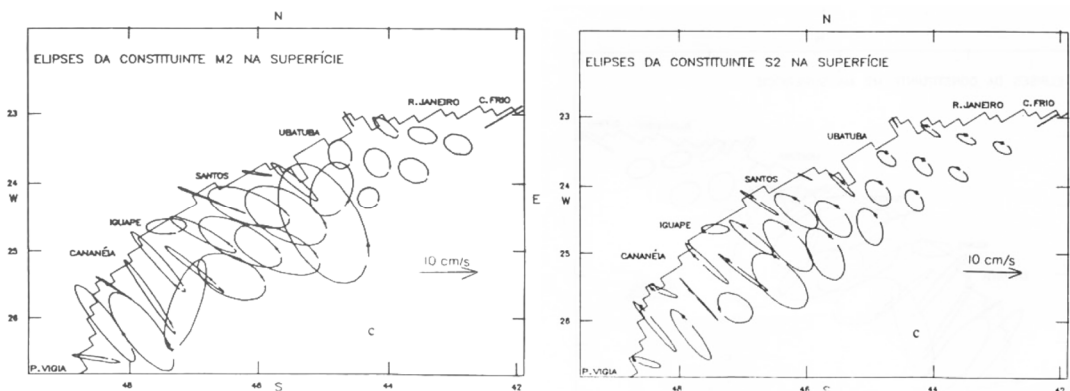


Figura V-13: Elipses das constituintes de maré M2 (a) e S2 (b) na superfície para a PCBS. Fonte: Harari e Camargo (1994).

V.7. Ondas internas

Além do processo de ressurgência, que ocorre em escalas subinerciais (períodos de poucos dias a poucas semanas), ondas internas também são capazes de gerar movimentos verticais e levar águas mais frias abaixo da termoclina para a região eufótica, com deslocamentos verticais da termoclina que podem chegar a 40 m. Esses movimentos, entretanto, são gerados normalmente pelas marés na PCBS (Lorenzetti e Dias, 2013) e, portanto, possuem escalas temporais bem mais curtas do que aqueles gerados pela ressurgência.

Embora a maré não gere correntes horizontais intensas na PCBS, ela é responsável por movimentos verticais importantes, tanto da superfície do mar quanto de suas isopicnais. As ondas internas na região são formadas pela inclinação não linear da maré interna e propagam-se em direção à costa sobre o fundo inclinado do talude continental (Vlasenko et al., 2005). Durante essa propagação, o pacote de ondas é continuamente modificado à medida que o número de oscilações aumenta e a amplitude da onda cresce. A interação dessas ondas com grandes mudanças na topografia pode levar a sua quebra, provocando turbulência e mistura vertical da coluna d'água, reflexão ou geração de novas ondas internas (Staalstrøm et al., 2016).

A propagação em direção à costa se dá em pacotes de ondas sequenciais, normalmente separados por distâncias da ordem do comprimento de onda da maré semidiurna (M2), com comprimentos de onda compatíveis aos da maré interna, entre 10 km e 40 km. A PCE é onde esses eventos são mais comumente

observados, devido a existência de uma termoclina permanente. A PCM suporta ondas internas durante o verão e a primavera, principalmente, onde a frequência de ocorrência é três vezes maior quando comparada com o outono e inverno. O maior número de eventos durante a primavera e o verão está ligado a maior intensidade de estratificação da coluna d'água. Na PCI, além de uma diminuição da estratificação, a diminuição da inclinação também contribui para reduzir o número de eventos na porção interna da PCBS (Lorenzetti e Dias, 2013).

Embora essas ondas se propaguem ao longo da picnoclina no interior do oceano, elas são capazes de alterar a rugosidade da superfície, tornando-se facilmente detectáveis em imagens de satélite. As correntes dentro das ondas internas produzem regiões de convergência e divergência na superfície que se movem em fase com as cristas e cavados, gerando rugosidade. Assim, tanto radares de abertura sintética (SAR) quanto imagens ópticas de luz solar são instrumentos capazes de observá-las (Jackson et al., 2012). Como exemplo, trens de ondas internas detectadas por satélite na região ao largo da Baixada Santista são mostradas na Figura V-14. Nessa região, ao sul da ISS, a topografia mais acentuada nas proximidades do arquipélago de Alcatrazes favorece a formação das mesmas.

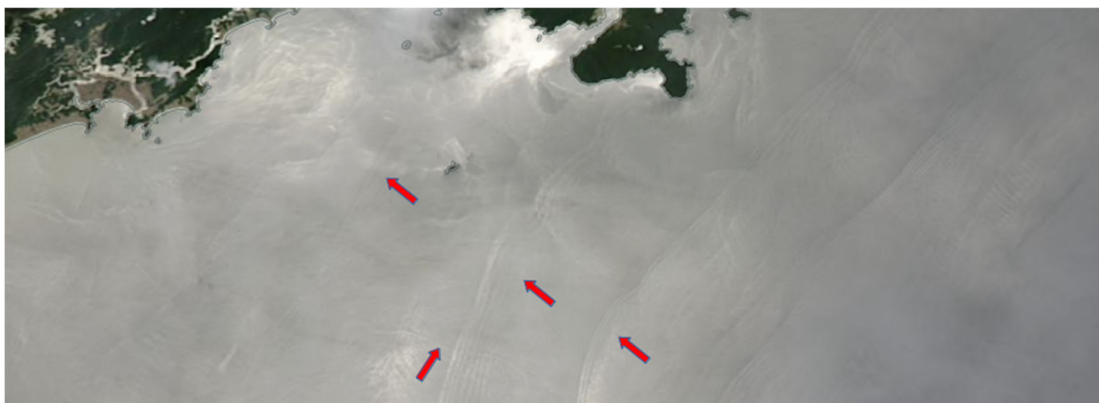


Figura V-14: Trens de ondas internas (setas vermelhas) identificadas ao Sul de São Sebastião pelo produto de imagem óptica do MODIS a bordo do satélite Aqua em 21.12.2012.

V.8. Regiões internas

Destacamos três regiões costeiras na PCBS: o complexo estuarino lagunar Cananéia-Iguape (CELCI), o Sistema Estuarino de Santos-São Vicente-Bertioga (SESSVB) e o canal de São Sebastião (CSS) e (Figura V-15).

O SESSVB se destaca por ter um dos maiores portos da América Latina (e maior porto do Brasil), o Porto de Santos, que desempenha um papel importante na economia nacional (Reid et al., 2022). Esse estuário se destaca pelo seu grande desenvolvimento econômico e por ser altamente impactado pelas atividades antropogênicas (Coelho et al., 2022), o que faz com que seja importante conhecer e monitorar os eventos de ressaca que ocorrem nessa região, pois podem impactar diretamente as atividades portuárias e causar transtornos na costa, como por exemplo erosão costeira, a qual já ocorre intensamente na Ponta da Praia (Venancio, 2018). Por esse motivo, avaliar e prever a influência dos ventos e, conseqüentemente, das correntes oceânicas na plataforma continental, em especial na PCI, se torna fundamental para compreender a dinâmica mais próxima à costa e propicia o entendimento do fenômeno das ressacas.

Como mencionado anteriormente, o principal aporte continental de água doce para a PCI da PCBS provém do rio Ribeira do Iguape (Marta-Almeida et al., 2021) que deságua no CELCI, o que destaca a contribuição deste estuário para a dinâmica costeira da PCI, sendo relevante inclusive para a estruturação da AC. Esse estuário é considerado uma das áreas úmidas mais importantes do litoral brasileiro em termos de biodiversidade e produtividade natural, reconhecido nacional e internacionalmente como o terceiro ecossistema mais produtivo do Atlântico Sul, devido às suas características bem preservadas (Nauber, 2005). O CELCI se destaca por abrigar a maior área de manguezais do Estado de São Paulo (Romero, 2010) e pela maior produção de ostras do estado de São Paulo (Pereira, 2018; Ristori, 2007).

O CSS se torna importante pela alta atividade antropogênica de três fontes distintas: (1) Porto de São Sebastião; (2) Terminal de Óleo conhecido como Dutos e Terminais Centro Sul – (DTCS) ou como Terminal de Óleo Almirante Barroso–TEBAR; (3) e emissários submarinos (Padua et al., 2022) que descarregam o esgoto doméstico parcialmente tratado no canal (Birocchi et al., 2021). Dinamicamente, o CSS é importante pois ocorre a penetração da ACAS junto ao fundo dentro do canal, trazendo nutrientes e tornando a região bastante rica para a produtividade primária (Gianesella-Galvão, 1997), principalmente durante o verão e a primavera (Castro et al., 2008). Além disso, Castro (1990) concluiu que as correntes no CSS são basicamente forçadas pelo vento comparativamente com variações das marés, muito fracas na região. Portanto, as correntes são

majoritariamente subinerciais. Além disso, Castro (1990) obteve fortes indicações de que as correntes subinerciais no CSS não são totalmente forçadas pelo vento local, pois encontram faixas de frequência em que a corrente lidera o vento, sendo um indício da presença de OPCs no CSS. É importante mencionar que a Plataforma de São Paulo, e toda a PCBS é conhecida por ser muito influenciada pela passagem de OPCs (Dottori e Castro, 2009). Castro (1985) e Castro e Lee (1995) demonstraram através de observações de vento e elevação da superfície do mar durante o inverno na PCSE que as oscilações subinerciais do nível do mar no CSS são manifestações de OPCs geradas entre Cananéia e o norte do Paraná, ou seja, remotamente forçadas, com período entre 6 e 12 dias. O estudo das OPCs e sua propagação pela PCBS se torna relevante (em especial na PCI) justamente pela intensa atividade econômica dos estuários de SESSVB e CSS, pois esse fenômeno natural pode impactar diretamente as atividades antropogênicas dessas regiões.

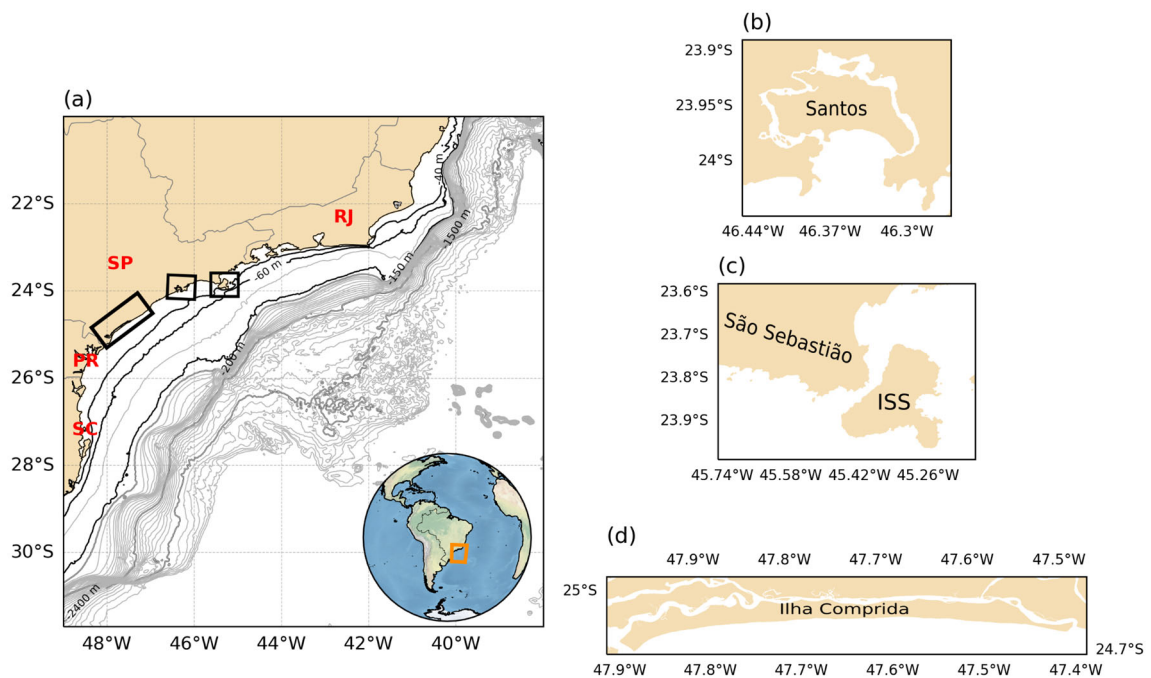


Figura V-15. (a) Plataforma Continental da Baía de Santos com batimetria e três regiões de interesse destacadas nas caixas pretas: CSS, SESSVB e CELCI. (b) Zoom no SESSVB, (c) zoom no CSS e (d) zoom no CELCI.

V.8.1 Sistema Estuarino de Santos – São Vicente – Bertioga (SESSVB)

O SESSVB- é um complexo sistema de canais estuarinos, rios e manguezais conectados à Baía de Santos e localizado na porção central e mais larga da PCBS (Figura V-15 b). Estende-se por 30 km na direção leste-oeste e por 19 km na direção norte-sul (Costa et al., 2020) e possui fronteiras com 6 das 9 cidades que compõem a Região Metropolitana da Baixada Santista (RMBS). A densidade populacional em seu entorno é estimada em 1.207 habitantes km⁻², considerando apenas as 6 cidades fronteiriças, de acordo com o último censo demográfico brasileiro (IBGE, 2019; Ruiz, 2020). Composto por quatro canais estuarinos principais (São Vicente, Piaçaguera, Bertioga e do Porto de Santos), o SESSVB tem grande importância em atividades de larga escala, especialmente indústrias de Cubatão e o Porto de Santos – o maior porto da América do Sul. Além disso, o estuário formado pelas áreas internas do sistema, incluindo o canal de São Vicente, requer monitoramento constante das condições ambientais (Harari e Camargo, 2003).

Os processos físicos dominantes da hidrodinâmica no SESSVB são os típicos de sistemas estuarinos complexos: correntes de maré e vazão fluvial. A interação entre maré e descarga fluvial promove diferenças longitudinais de salinidade que contribuem para a geração de um terceiro processo físico, associado ao gradiente de pressão baroclínica longitudinal (Miranda, Castro e Kjerfve, 2002; Costa et al., 2020). Ainda, fenômenos meteorológicos podem influenciar a dinâmica estuarina (Harari et al., 1999), como nas situações de ressacas vistas anteriormente, e através da sazonalidade da precipitação da região (Gorman et al., 2020). Desta forma, o SESSVB apresenta uma complexa hidrodinâmica. Como resultado da interação das correntes de maré, vazões fluviais e gradiente de pressão, o tempo de residência de todo o SESSVB é de, em média, 30 dias, o que significa que, nesse período, cerca de 95% das águas são renovadas (Roversi et al., 2016). No entanto, devido à sua complexidade, as regiões mais interiores do SESSVB renovam-se mais lentamente, cerca de 20 dias, e apresentam uma sazonalidade atrelada à sazonalidade da precipitação da região. Já as regiões mais próximas à Baía de Santos renovam-se mais rapidamente, em cerca de 15 dias (Roversi et al., 2016).

Devido às suas dimensões, não podemos classificar todo o SESSVB como um único tipo, devido às diferentes correntes longitudinais e forçantes ao longo de todo o sistema. De acordo com o diagrama de estratificação - circulação de Hansen e Rattray (1966), o Estuário de Santos é classificado como parcialmente misto e fracamente estratificado (tipo 2a), com correntes longitudinais variando entre 0,2 e 0,45 m s⁻¹ durante quadratura e sizígia (Miranda et al., 2012). Já o Estuário de Bertioga é classificado como parcialmente misto (tipo 2), podendo ser altamente estratificado (2b) em sizígia, e fracamente estratificado (2a) em quadratura. Ainda,

as velocidades nesta região variam entre 0,2 e 0,6 m s⁻¹ durante enchente e intensificam-se durante a vazante, entre 0,6 e 1 m s⁻¹ (Miranda et al., 1998). No canal do Porto de Santos, as amplitudes médias de maré são de 1,23 m e 0,24 m, sem sizígia e quadratura (Harari e Camargo, 1998). As componentes de maré com amplitudes maiores que 0,1 m são M2, S2 e O1 (Harari e Camargo, 1995). No entanto, as nove principais componentes de maré (Q1, O1, P1, K1, N2, M2, S2, K2 e M3) são responsáveis por cerca de 90% da energia de maré nesta região (Harari e Camargo, 1995).

Durante os meses de maior pluviosidade, entre Dezembro de Março, águas pluviais do interior da cidade de Santos são escoadas diretamente para a Baía, por meio de 6 canais dispostos ao longo da faixa litorânea de Santos. Neste período, os canais tornam-se uma importante fonte de poluição na região (Balthazar-Santos et al., 2020) e são fechadas durante o período seco, evitando poluição das praias devido ao despejo irregular de esgoto nos canais.

Um bom exemplo de ressaca na região da PCBS foi a ocorrida em Santos em agosto de 2016. Este evento foi provocado por uma frente fria muito intensa, com ventos que atingiram mais de 20 m s⁻¹ (cerca de 80 km h⁻¹) e, sozinhos, provocaram uma elevação da superfície pouco maior do que 1 m (Costa et. al, 2020; Ruiz et al., 2021). Simultaneamente, uma maré de sizígia, com amplitude pouco superior a 1 m, entrava na Baía de Santos. Vale notar, aqui, que o pico da maré de sizígia não foi coincidente com o pico da maré meteorológica. Ainda assim, como resultado final, houve uma elevação da superfície junto à costa que ultrapassou 2 m. À esta junção de marés meteorológica e astronômica, os ventos intensos provocaram ondas de gravidade que atingiram alturas da ordem de 3 m ou maiores, gerando um quadro bastante energético. Este cenário poderia ser intensificado se os picos das marés astronômica e meteorológica fossem coincidentes.

Em Santos, entre 1961 e 1990, foram identificados 130 eventos de ressaca (Aguiar, 2018). Este número, entretanto, parece bastante exagerado quando se considera a percepção da população. Neste mesmo período, apenas 6 destes eventos foram noticiados de alguma forma na imprensa como eventos de ressaca, pois foram energéticos o suficiente para causar transtornos socioeconômicos.

V.8.2 Canal de São Sebastião

O CSS está situado na região central da PCBS, entre a ISS e o continente, em 23° S (Figura V-15 c). O CSS tem formato de meia lua, comprimento de quase

22 km e topografia irregular, com uma largura, no centro, de 1,9 km, enquanto suas entradas, apontadas para nordeste e outra para sudoeste, possuem 5,6 km e 7,2 km, respectivamente. No interior do CSS, na parte insular, um estreito que ocupa todo o comprimento do CSS apresenta as maiores profundidades, com valores de 25 m na abertura sul e máximo de 45 m na região central (Kvinge, 1967; Castro e Miranda, 1998). É importante observar a singularidade do CSS na costa brasileira pela sua posição e tendo em vista que não se trata de um canal estuarino, o que faz dele um canal com características físicas e morfológicas distintas (Silva et al., 2005; Alcántara-Carrió et al., 2017). O CSS é caracterizado por processos físicos complexos, incluindo intensas correntes geradas pelo vento, mistura de águas de origens e características diversas e uma termoclina sazonal bem definida que acompanha uma estrutura baroclínica de duas camadas (Castro e Miranda, 1998). As principais forçantes do movimento no CSS são a tensão de cisalhamento do vento sinótico e as forças termohalinas, sendo as correntes do canal pouco influenciadas pelas marés (Kvinge, 1967; Castro, 1990; Dottori et al., 2015).

O período dominante de 4 a 5 dias caracteriza os processos físicos de variação do nível do mar e correntes oceânicas na região da PCBS (Kvinge, 1967). A hidrodinâmica do CSS é impulsionada principalmente pelo vento sinótico, como é o caso de toda a PCBS (Birocchi et al., 2021) e inclui tanto o vento local quanto o remoto (Dottori e Castro, 2009, 2018). No CSS, o vento geralmente sopra de nordeste, associado à ASAS e promove correntes que fluem para sudoeste (Birocchi et al., 2021). Além disso, as correntes próximas à Baía do Araçá, situada no CSS, são dominadas pelo modo barotrópico (Dottori et al., 2015). Essas correntes podem ser bastante intensas, com valores que podem atingir 0,8 m s⁻¹ (Kvinge, 1967) para as correntes subinerciais longitudinais ao canal, com período dominante de 4 dias e fluindo para nordeste, sendo associado a eventos extremos.

Os ventos típicos de nordeste também são responsáveis por transportar a ACAS (pela camada de fundo) que ocorre na plataforma ao largo da ISS em direção à costa. A ACAS eventualmente entra no CSS pela entrada sul (Coelho, 1997; Castro e Miranda, 1998) e pode chegar a profundidades mais rasas perto da superfície, dependendo da intensidade e duração dos ventos de nordeste (Dottori et al., 2015). A presença da ACAS no CSS é mais comum durante os meses de primavera e verão, quando os ventos de nordeste são mais persistentes, formando uma termoclina acentuada (Lohrenz e Castro, 2006). A presença da ACAS no CSS já foi detectada em diversas observações (Coelho, 1997; Castro e Miranda, 1998; Castro et al., 2008; Dottori et al., 2015) e, também, prevista em experimentos numéricos (Silva et al., 2005). As escalas temporais predominantes para a variabilidade dos processos físicos no CSS são a sazonal e a subinercial. A primeira predomina nas intrusões da ACAS e a segunda, na variabilidade sinótica dos ventos (Dottori et al., 2015).

A temperatura no canal varia aproximadamente de 12oC a 25oC no verão e de 14oC a 20oC na primavera, no fundo e na superfície, respectivamente (Silva et al., 2005). Já no inverno e no outono, a coluna d'água é mais homogênea, variando de 19oC a 21oC e de 21,9oC a 23,6oC, no fundo e na superfície, respectivamente. Já a salinidade varia de 35,3 na superfície a 35,8 no fundo (aproximadamente) para verão e primavera, e de 34,8 na superfície e 35,7 no fundo (aproximadamente) para outono e inverno (Leandro, 1999; Coelho, 1997). Além disso, experimentos de modelagem numérica mostram que as correntes em superfície no CSS fluem para sudoeste e as correntes no fundo para nordeste, atingindo a sua máxima amplitude no verão, diminuindo no outono e intensificando na primavera (Coelho, 1997; Silva et al., 2005; Birocchi, 2021). Este mecanismo é claramente associado à penetração da ACAS, que é máxima no verão, é ausente no outono, e retorna na primavera.

V.8.3 Complexo Estuarino-Lagunar Cananéia-Iguape (CELCI)

O CELCI destaca-se pela sua abrangência na PCBS, situando-se entre as latitudes de 24°50'S a 25°05'S e longitudes de 47°45'W a 48°00'W (Figura V-15 d). A bacia de drenagem do rio Ribeira do Iguape, que deságua no CELCI, é a maior da região costeira do Sul e Sudeste do Brasil (de 22° a 30°S) (Prado et al., 2019; Mahiques et al., 2013) com área de 24.980 km² (DAEE, 1998). A água doce proveniente deste rio chega ao CELCI principalmente pelo Canal do Valo Grande (CVG), um canal artificial construído em 1827, que sofreu diversas intervenções antrópicas, principalmente com a construção de uma barragem em 1978. O CVG foi novamente aberto em 1983, após intensas chuvas e inundações em período de El-Niño que destruiu a barragem previamente construída (Prado et al., 2019).

O CELCI é um estuário típico (ou positivo, Valle-Levinson, 2022), construído por barras (SIGAM), classificado como parcialmente misturado (Bernardes e Miranda, 2001) e fracamente estratificado (Tipo 2A, no diagrama de Estratificação-Circulação, segundo Miranda et al., 2005). Os canais costeiros presentes no CELCI causam à amplificação da circulação neste sistema (Harari et al., 2006), onde a componente longitudinal das correntes superficiais alcança valores da ordem de 1 m s⁻¹ (e.g. Tundisi e Matsumura-Tundisi, 2001; Harari et al., 2006; Miranda et al., 1995). A componente transversal de velocidade mostra-se como circulação secundária, predominando na direção leste com até 0,3 m s⁻¹ em profundidade média, enquanto no sentido oposto, para oeste, essa componente apresenta valores máximos com amplitude próxima a 0,1 m s⁻¹ em superfície. A salinidade mostra uma quase homogeneidade vertical e, durante a enchente, o seu máximo (34,5-35 g kg⁻¹) precede a maré alta com uma defasagem de 1 a 2 horas. Porém, durante a vazante, a maré baixa precede o mínimo de salinidade (29,5-30,5 g kg⁻¹).

1) com defasagens entre 2 e 3 horas (Miranda et al., 1995).

O padrão geral da circulação nos canais principais do Mar de Cananéia e Mar Pequeno e pequenos rios é altamente influenciado pela maré, que entra pelas barras de Cananéia (ao sul) e de Icapara (pelo norte) (Miyao et al., 1986). As marés são predominantemente semidiurnas, apresentando uma desigualdade diurna (Mesquita, 1983), com máximas amplitudes para as constituintes M2 (principal lunar) e S2 (principal solar). As constituintes diurnas O1 e K1 estão também presentes, assim como as constituintes de águas rasas M3 e M4, as quais indicam a influência da propagação da onda de maré na região (Tundisi e Matsumura-Tundisi, 2001). A propagação da maré é um acoplamento entre ondas estacionárias e progressivas, apresentando amplitude média de 0,8 m (Tundisi e Matsumura-Tundisi, 2001). Elevações anômalas do nível do mar detectadas nos registros maregráficos normalmente estão relacionadas a eventos extremos associados à passagem de frentes frias. Elevações da superfície maiores que 3 m já foram observadas na estação de Cananéia durante uma tempestade nos dias 25 e 28 de março de 1998, em um período de El-Niño (Oliveira et al., 2009).

O fluxo residual composto pela água doce dos rios é aprisionado pela água costeira que adentra o estuário (Miyao, 1977). Por sua vez, a estrutura vertical é mais estratificada próximo aos canais da Baía de Trapandé e Mar de Cubatão e menos estratificado a montante, com quase 100% do fluxo de sal estuário acima devido à difusão turbulenta (Miyao et al., 1986; Miranda et al., 1995). Próximo a região do CVG, a temperatura é praticamente homogênea ao longo da coluna d'água, com maiores valores para o verão e menores valores durante o inverno, apresentando baixa variação horizontal (SIGAM). Ao longo da coluna d'água, nas proximidades da Barra de Icapara, são observados valores de salinidade de 15 g kg⁻¹ próximo ao fundo, enquanto que na superfície os valores são ainda mais baixos, menores que 10 g kg⁻¹. Já para a desembocadura do CVG, os valores de salinidade são praticamente zero em toda a coluna d'água (SIGAM). A salinidade varia bastante horizontalmente na parte norte do estuário, indo de 25 g kg⁻¹, na Barra de Icapara, até zero na desembocadura do CVG. Em superfície, a salinidade varia de 18 g kg⁻¹ a zero, desde a Barra de Icapara até a desembocadura do CVG (SIGAM).

Os campos de temperatura e salinidade na região do Mar Pequeno têm influência marcante da maré no CELCI (SIGAM, Miyao et al., 1986). Durante a maré enchente, a água salgada (e mais densa), adentra o CELCI pelos canais sul e norte através das camadas próximas ao fundo, gerando uma diminuição na intensidade das correntes devido à “competição” entre a corrente gerada pela maré em direção ao CVG e a corrente gerada pela descarga fluvial, em direção ao oceano (Tessler, 1982). Durante a maré vazante o oposto ocorre, com um aumento na velocidade das correntes, pois a corrente de maré e a descarga fluvial se dão em direção ao

oceano. Durante esse período, a água doce proveniente dos rios, principalmente do CVG, é dominante no CELCI, deixando o sistema com valores ainda mais baixos de salinidade, menores que 3 g kg^{-1} até aproximadamente 10 km distante da desembocadura do CVG. Portanto, com a abertura deste canal, a região do Mar Pequeno tornou-se praticamente uma extensão do rio Ribeira do Iguape. Em períodos de maré cheia são detectados maiores valores de salinidade na camada de fundo, ainda que muito baixos se comparados à região costeira adjacente (SIGAM).

A abertura do CVG também contribuiu para que a região do Mar Pequeno fosse mais afetada pelo esgoto doméstico nos últimos anos em comparação com o Mar de Cananéia (CETESB, 2021). Estimativas do tempo de residência, importante no controle dos processos para a eliminação de substâncias de um estuário, variam significativamente dependendo da descarga fluvial. Esses valores podem variar de 7 dias (Brichta e Gaeta, 2000), quando há elevado fluxo do rio Ribeira do Iguape, até 38 dias (Birocchi et al., 2022), quando há fluxos muito baixos.

V.9. Referências

Aguiar, V. C. M. 2018. Variabilidade temporal de ressacas na plataforma continental sudeste. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

Alcántara-Carrió, J., Sasaki, D. K., Mahiques, M. M. D., Taborda, R., & de Souza, L. A. P. (2017). Sedimentary constraints on the development of a narrow deep strait (São Sebastião Channel, SE Brazil). *Geo-Marine Letters*, 37(5), 475-488. <https://doi.org/10.1007/s00367-017-0495-5>

Balthazar-Silva, D., Turra, A., Moreira, F. T., Camargo, R. M., Oliveira, A. L., Barbosa, L., & Gorman, D. (2020). Rainfall and tidal cycle regulate seasonal inputs of microplastic pellets to sandy beaches. *Frontiers in Environmental Science*, 8, 123. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2020.00123>

Bernardes, M. E. C., & Miranda, L. B. D. (2001). Circulação estacionária e estratificação de sal em canais estuarinos: simulação com modelos analíticos. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 49, 115-132. <https://doi.org/10.1590/S1413-77392001000100010>

Birocchi, P.; Dottori, M.; Sasaki D. K.; Silva D. A. in prep. Estimating river discharge from rainfall satellite data through simple statistical models. *Theoretical and Applied Climatology*.

Birocchi, P., Dottori, M., Costa, C. D. G. R., & Leite, J. R. B. (2021). Study of three domestic sewage submarine outfall plumes through the use of numerical modeling in the São Sebastião channel, São Paulo state, Brazil. *Regional Studies in Marine Science*, 42, 101647. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2021.101647>

Birocchi, P., Ferreira J. C. N, and Dottori, M. (2022) 'Estimating the Residence Time in Estuaries: Methods and Application' in: *Challenges in Estuarine and Coastal Science*. Pelagic Publishing. <https://doi.org/10.53061/GAYD3051>

Brichta, M. e Gaeta, S.A. (2000) Biomassa e produção autotrófica planctônica no complexo estuarino-lagunar Iguape-Cananéia, São Paulo. Tese (Doutorado). Instituto

Oceanográfico – USP, São Paulo.

Campos, E. J., Velhote, D., & da Silveira, I. C. (2000). Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophysical Research Letters*, 27(6), 751-754. <https://doi.org/10.1029/1999GL010502>

Campos, P. C., O. O. Moller, Jr., A. R. Piola, and E. D. Palma (2013), Seasonal variability and coastal upwelling near Cape Santa Marta (Brazil), *J. Geophys. Res.*, 118, 1420–1433, <https://doi.org/10.1002/jgrc.20131>.

Castro, B. M. (1985). Subtidal Response To Wind Forcing In The South Brazil Bight During Winter (models, Shelf, Coastal).

Castro, B. M. (1990). Wind driven currents in the Channel of São Sebastião: winter, 1979. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 38, 111-132. <https://doi.org/10.1590/S1679-87591990000200002>

Castro, B. M., e Lee, T. N. (1995). Wind-forced sea level variability on the southeast Brazilian shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C8), 16045-16056. <https://doi.org/10.1029/95JC01499>

Castro, B. M. 1996. Correntes e massas de água da plataforma continental norte de São Paulo. Tese de Livre Docência, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo.

Castro, B. M. D., e Miranda, L. B. D. (1998). Hydrographic properties in the São Sebastião Channel: daily variations observed in March 1980. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 46, 111-123. <https://doi.org/10.1590/S1413-77391998000200002>

Castro, B. M., e Miranda, L. B. (1998). Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S. In A. R. Robinson, & K. H. Brink (Eds.), *The sea* (11, pp. 209–251). John Wiley & Sons, New York

Castro, B. M., de Miranda, L. B., dos Santos Silva, L., & Fontr, R. F. (2008). *Oceanografia de um ecossistema subtropical: Plataforma de São Sebastião, SP*.

Castro, B. M., Pereira, A. F., de Caroli, A., Neto, H. F., Paschoal, G. C. A., da Silveira, I. C. A., & Amor, C. C. (2015). Correntes e massas de água na plataforma continental. In

Meteorologia e oceanografia (pp. 191-254). Campus.

Cerda, C., e Castro, B. M. (2014). Hydrographic climatology of South Brazil Bight shelf waters between Sao Sebastiao (24°S) and Cabo Sao Tome (22°S). *Continental Shelf Research*, 34, 5–14. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.11.003>

CETESB (2021). Qualidade das águas costeiras no estado de São Paulo. Relatório Anual. Disponível em: <https://cetesb.sp.gov.br/aguas-costeiras/wp-content/uploads/sites/2/2021/07/Relatorio-de-Qualidade-da-Aguas-Costeiras-no-Estado-de-Sao-Paulo-2020.pdf>. Acessado em: 16-08-2022.

Coelho, A. L. (1997). Massas de água e circulação no Canal de São Sebastião (SP). Dissertação de mestrado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 244 p.

Coelho, A. L. (2008). Resposta da Plataforma Continental Sudeste a ventos sazonais e sinóticos de verão: estudos numéricos (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo). <https://doi.org/10.11606/T.21.2008.tde-24062008-162856>

Combes, V., Matano, R. P., & Palma, E. D. (2021). Circulation and cross-shelf exchanges in the northern shelf region of the southwestern Atlantic: Kinematics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126, e2020JC016959. <https://doi.org/10.1029/2020JC016959>

Costa, C. G. R., Leite, J. R. B., Castro, B. M., Blumberg, A. F., Georgas, N., Dottori, M., et al. (2020) An operational forecasting system for physical processes in the Santos-Sao Vicente-Bertioga Estuarine System, Southeast Brazil. *Ocean Dynamics*. Feb 1;70(2):257–71. <https://doi.org/10.1007/s10236-019-01314-xf>

DAEE (DEPARTAMENTO ESTADUAL DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA). (1998). *Bacia Hidrográfica do Ribeira do Iguape - Plano de Ação Para o Controle das Inundações e Diretrizes Para o Desenvolvimento do Vale*. 68.

Defant, A. 1960. *Physical Oceanography*. Volume 2, 598 pages. London: Pergamon Press.

- Dyer, Keith R. Estuaries: a physical introduction. 1997.
- Dottori, M., e Castro, B. M. (2009). The response of the Sao Paulo Continental Shelf, Brazil, to synoptic winds. *Ocean dynamics*, 59(4), 603-614. <https://doi.org/10.1007/s10236-009-0209-2>
- Dottori, M., Siegle, E., e Castro, B. M. (2015). Hydrodynamics and water properties at the entrance of Araçá Bay, Brazil. *Ocean Dynamics*, 65(12), 1731-1741. <https://doi.org/10.1007/s10236-015-0900-4>
- Dottori, M., & Castro, B. M. (2018). The role of remote wind forcing in the subinertial current variability in the central and northern parts of the South Brazil Bight. *Ocean Dynamics*, 68(6), 677-688. <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1153-9>
- Dottori, M.; Sasaki D. K.; Silva D. A.; Del-Giovannino S. R.; Pinto A. P.; Gnamah M.; Santos A. D.; Silveira I. C. A.; Belo W. C.; Martins R. P.; Moreira D. L. submetido. Hydrographic structure of the continental shelf in Santos Basin and its causes: The SANAGU and SANSED campaigns (2019). *Ocean and Coastal Research*.
- Emilsson, I. (1961), The shelf and coastal waters off southern Brazil, *Bol.Inst. Oceanogr.*, 11(2), 101–112. <https://doi.org/10.1590/S0373-55241961000100004>
- Freitas, M. E. F. (2020). Lixo acumulado em praias e unidades de conservação do litoral norte do estado de São Paulo: Uso de modelos numéricos para identificação de fontes e mapeamento de trajetórias. Trabalho de Graduação – Universidade de São Paulo.
- GEOBRÁS (GEOBRÁS S/A - Engenharia e Fundações). 1966. Complexo Valo Grande- Mar Pequeno - Rio Ribeira de Iguape. Relatório para o serviço do Vale do Ribeira. São Paulo, DAEE. 2 v.
- Goldenberg, S. B., Landsea, C. W., Mestas-Nuñez, A. M., & Gray, W. M. (2001). The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications. *Science*, 293(5529), 474-479. <https://doi.org/10.1126/science.1060040>
- Gorman, D., Gutiérrez, A. R., Turra, A., Manzano, A. B., Balthazar-Silva, D., Oliveira, N. R., & Harari, J. (2020). Predicting the dispersal and accumulation of microplastic pellets

within the estuarine and coastal waters of South-Eastern Brazil using integrated rainfall data and Lagrangian particle tracking models. *Frontiers in Environmental Science*, 8, 559405. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2020.559405>

Gregorio, H. P. (2014). Oscilações subinerciais na plataforma continental sudeste: estudos numéricos (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo). <https://doi.org/10.11606/T.21.2014.tde-11032015-141317>

Hansen, D. V., & Rattray Jr, M. (1966). Gravitational circulation in straits and estuaries.

Harari, J., & Camargo, R. D. (1994). Simulação da propagação das nove principais componentes de maré na plataforma sudeste brasileira através de modelo numérico hidrodinâmico. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 42, 35-54.

Harari, J., & de Camargo, R. (2003). Numerical simulation of the tidal propagation in the coastal region of Santos (Brazil, 24 S 46 W). *Continental Shelf Research*, 23(16), 1597-1613.

Harari, J., Camargo, R., França, C. A. S., Mesquita, A. R., & Picarelli, S. S. (2006). Numerical Modeling of the hydrodynamics in the coastal area of São Paulo State Brazil. *Journal of Coastal Research*, 1560-1563. <https://www.jstor.org/stable/25743018>

Ikeda, Y., De Miranda, L. B., & Rock, N. J. (1974). Observations on stages of upwelling in the region of Cabo Frio (Brazil) as conducted by continuous surface temperature and salinity measurements. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 23, 33-46. <https://doi.org/10.1590/S0373-55241974000100003>

Kvinge, T. (1967). On the special current and water level variations in the channel of São Sebastião. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 16, 23-38. <https://doi.org/10.1590/S0373-55241967000100003>

Jackson, C.R., J.C.B. da Silva, and G. Jeans. (2012). The generation of nonlinear internal waves. *Oceanography*, 25(2), 108–123. <https://www.jstor.org/stable/24861348>

Junior, A. R. T. (1995). Resposta da ressurgência costeira de Cabo Frio a forçantes locais (Doctoral dissertation, Universidade Federal do Rio de Janeiro).

Kvinge, T. (1967). On the special current and water level variations in the channel of São Sebastião. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 16, 23-38. <https://doi.org/10.1590/S0373-55241967000100003>

Leandro, R.P. (1999). *Climatologia das Águas do Canal de São Sebastião (SP)*. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico da USP, 162.

Loder, J. W., Boicourt, W. C., & Simpson, J. H. (1998). Western ocean boundary shelves. *The Sea*, 11, 3-28.

LOHRENZ, S. E., & CASTRO, B. M. (2006). PAN-REGIONAL OVERVIEW (W). *The Global Coastal Ocean: Interdisciplinary Regional Studies and Syntheses*, 14, 3.

Lorenzetti, J. A., & Dias, F. G. (2013). Internal solitary waves in the Brazilian SE continental shelf: Observations by synthetic aperture radar. *International Journal of Oceanography*, 2013.

Mahiques, M., Figueira, R., Salaroli, A., Alves, D., & Gonçalves, C. (2013). 150 years of anthropogenic metal input in a Biosphere Reserve: the case study of the Cananéia-Iguape coastal system, Southeastern Brazil. *Environmental Earth Sciences*, 68(4). <https://doi.org/10.1007/s12665-012-1809-6>

Marta-Almeida, M., Dalbosco, A., Franco, D., & Ruiz-Villarreal, M. (2021). Dynamics of river plumes in the South Brazilian Bight and South Brazil. *Ocean Dynamics*, 71(1), 59-80. <https://doi.org/10.1007/s10236-020-01397-x>

Mazzini, P. L. F. 2009. *Correntes Subinerciais na Plataforma Continental Interna entre Perube e São Sebastião: Observações*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo.

Mazzini, P. L. F., & Barth, J. A. (2013). A comparison of mechanisms generating vertical transport in the Brazilian coastal upwelling regions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(11), 5977-5993. <https://doi.org/10.1002/2013JC008924>

Mesquita HSL (1983) Suspended particulate organic carbon and phytoplankton in the Cananeia Estuary (25°S, 48°W). *Brazil. Oceanogr Trop* 18(1):55-68.

Mesquita, A. R. 1997. *Marés, circulação e nível do mar na Costa Sudeste do Brasil*.

Laboratório MAPTOLAB (Laboratório de Marés e Processos Temporais Oceânicos): www.mares.io.usp.br Ícone Marés.

Miranda, L. B. D. (1982). Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente : cabo de São Tome (RJ a Ilha de São Sebastiao (SP). Tese de Livre Docência. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.

Miranda, L. B. D., Mesquita, A. R. D., & França, C. A. D. S. (1995). Estudo da circulação e dos processos de mistura no extremo sul do mar de Cananéia: condições de dezembro de 1991. Boletim do Instituto Oceanográfico, 43, 153-164. <https://doi.org/10.1590/S0373-55241995000200007>

Miranda, L. B.; Castro, B. M.; Kjerfve, B. (2002). Princípios de oceanografia física de estuários. Vol. 42. Edusp, 2002.

Miranda, L. B., Bérnago, A. L., & De Castro, B. M. (2005). Interactions of river discharge and tidal modulation in a tropical estuary, NE Brazil. *Ocean Dynamics*, 55(5), 430-440.

Miranda L. B., Olle E. D., Bérnago A. L., Silva L. D. S., Andutta F. P., Circulation and salt intrusion in the piaçaguera channel, Santos (SP), *Brazilian Journal of Oceanography*, 2012

Miyao, S. Y., Nishihara, L., & Sarti, C. C. (1986). Características físicas e químicas do sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape. Boletim do Instituto Oceanográfico, 34, 23-26. <https://doi.org/10.1590/S0373-55241986000100003>

Miyao, S. Y., & Harari, J. (1989). Estudo preliminar da maré e das correntes de maré da região estuarina de Cananéia (25°S-48°W). Boletim do Instituto Oceanográfico, 37, 107-123.

Morais, P. 2016. Hidrodinâmica da Plataforma Continental Interna do estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo. 102p.

Nascimento, R. F. D. (2017). Resposta da Plataforma Continental de São Paulo ao vento sinótico: estudos numéricos (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

<https://doi.org/10.11606/D.21.2018.tde-27032018-160314>

Nauber, J. (2005). World Network of Biosphere Reserves. In Full of Life (pp. 11-13). Springer, Berlin, Heidelberg.

Oliveira, M. M. F., Ebecken, N. F. F., de Oliveira, J. L. F., & de Azevedo Santos, I. (2009). Neural Network Model to Predict a Storm Surge, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(1), 143-155. <https://doi.org/10.1175/2008JAMC1907.1>

Padua, P. C., Srivastava, P., de Martini, A. P., Alves, D. P., Gabel, V. S., de Lima Ferreira, P. A., & Jovane, L. (2022). A 140-year record of environmental changes in São Sebastião, Brazil. *Science of The Total Environment*, 156578.

Palma, E. D., e Matano, R. P. (2009). Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight. *Continental Shelf Research*, 29(11-12), 1525-1534. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.04.002>

Pereira, O., Henriques, M., & Machado, I. (2018). Estimativa da curva de crescimento da ostra *Crassostrea brasiliensis* em bosques de mangue e proposta para sua extração ordenada no estuário de Cananéia, SP, Brasil. *Boletim do Instituto de Pesca*, 29(1), 19-28.

Piola, A. R., Campos, E. J., Möller Jr, O. O., Charo, M., & Martinez, C. (2000). Subtropical shelf front off eastern South America. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C3), 6565-6578. <https://doi.org/10.1029/1999jc000300>

Prado, H. M. Schindwein, M. N., Murrieta, R. S. S., Nascimento, D. R. D., Souza, E. P. D., Cunha-Lignon, M., ... & Contente, R. F. (2019). The Valo Grande channel in the Cananéia-Iguape estuary-lagoon complex (SP, Brazil): environmental history, ecology, and future perspectives. *Ambiente & Sociedade*, 22. <https://doi.org/10.1590/1809-4422asoc0182r2vu19L4TD>

Pugh, David T. 1987. Tides, surges and mean sea level.

Reid, J., Seiler, L., & Siegle, E. (2022). The influence of dredging on estuarine hydrodynamics: Historical evolution of the Santos estuarine system, Brazil. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 108131.

Ristori, C. A., Iaria, S. T., Gelli, D. S., & Rivera, I. N. (2007). Pathogenic bacteria associated with oysters (*Crassostrea brasiliana*) and estuarine water along the south coast of Brazil. *International journal of environmental health research*, 17(4), 259-269.

Romero, A. F., Riedel, P. S., & Milanelli, J. C. C. (2010). Carta de sensibilidade ambiental ao óleo do Sistema Estuarino-lagunar de Cananéia-Iguapé, litoral sul de São Paulo. *Revista Brasileira de Cartografia*, 62(1), 229-238.

Roversi F., Rosman P. C. C., Harari J., Análise da renovação das águas do Sistema Estuarino de Santo usando modelagem computacional, *Revista Ambiente e Agua*, 2016b, vol. 11, p. 566

Ruiz, M. S., Harari, J., Ribeiro, R. B., & Sampaio, A. F. (2021). Numerical modelling of storm tides in the Estuarine System of Santos, São Vicente and Bertioga (SP, Brazil). *Regional Studies in Marine Science*, 44, 101791.

Rodrigues, R. R., & Woollings, T. (2017). Impact of atmospheric blocking on South America in austral summer. *Journal of Climate*, 30(5), 1821-1837.

Sartor, S. M., & DEGASPARI, F. (2000, December). A balneabilidade das praias de Santos: discussão dos critérios oficiais de avaliação. In CONGRESSO INTERAMERICANO DE ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL (Vol. 27, pp. 3-8).

SIGAM. Diagnóstico Técnico - Produto 2 da Área de Proteção Ambiental Marinha do Litoral Sul: 3.1.2 Meio Físico. Disponível em: https://www.google.com/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=&ved=2ahUKEwj_27SD_a35AhXMBrkGHXqEAu0QFnoECA0QAQ&url=https%3A%2F%2Fsigam.ambiente.sp.gov.br%2Fsigam3%2FRepositorio%2F511%2FDocumentos%2FAPAM_LS%2F3.1.2_MF_Marinho_APAMLS_OK.pdf&usg=AOvVaw18-5PAzwcwYYVpGvX5G2ly0. Acessado em 04-08-2022.

Silva, L. D. S., Miranda, L. B. D., & Castro Filho, B. M. D. (2005). Numerical study of circulation and thermohaline structure in the São Sebastião Channel. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23, 407-425. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2005000400005>

Silva, D. A., e Dottori, M. (2021). The atmospheric blocking influence over the South

Brazil Bight during the 2013–2014 summer. *Regional Studies in Marine Science*, 45, 101815. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2021.101815>

Staalstrøm, André. Røed, Lars Petter. (2016). Vertical mixing and internal wave energy fluxes in a sill fjord. *Journal of Marine Systems*. v159, 15-32. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.02.005>

Stech, J. L., e Lorenzzetti, J. A. (1992). The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C6), 9507-9520. <https://doi.org/10.1029/92JC00486>

Tessler, M. G. (1982). *Sedimentação atual na região lagunar de Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo* (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Tundisi, J. G., & Matsumura-Tundisi, T. (2001). The lagoon region and estuary ecosystem of Cananéia, Brazil. In *Coastal Marine Ecosystems of Latin America* (pp. 119-130). Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-04482-7_10

Valle-Levinson, A. (2022). *Introduction to Estuarine Hydrodynamics*. Cambridge University Press. ISBN-10:1108838251.

Valente, M. H. M. *Circulação na plataforma interna do litoral norte do Estado de São Paulo*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 1999.

Vlasenko, V., Stashchuk, N., & Hutter, K. (2005). *Baroclinic Tides: Theoretical Modeling and Observational Evidence*. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511535932

Zanardi, E., M. C. Bicego, L. B. Miranda & R. R. Weber (1999). Distribution and origin of hydrocarbons in water and sediment in São Sebastião, SP, Brazil. *Mar. Pollut. Bull.*, 38: 261–267.

EQUIPE TÉCNICA

Nomes	Formação	Atuação
Claudine Dereczynski	Meteorologista	Coordenadora do Projeto/Climatologia da BS
Fernanda Vasconcellos	Meteorologista	Sistemas Meteorológicos atuantes na BS
Natasha Oliveira de Carvalho	Meteorologista	Avaliação dos dados meteorológicos
Jamyle Magalhães da Silva	Meteorologista	Frentes frias intensas na BS
Ana Clara Marques	Meteorologista	Ciclones subtropicais na BS
Carlos Eduardo Parente	Engenheiro, Dr.	Coordenador técnico da linha de pesquisa Clima de Ondas
Júlia Kaiser	Oceanógrafa, M.Sc.	Modelagem e descrição do clima de ondas na BS
Paula Marangoni	Oceanógrafa, M.Sc.	Eventos severos
Marcos Gallo	Engenheiro, Dr.	Coordenador técnico da linha de pesquisa de Deriva litorânea
Gustavo Melo	Oceanógrafo, Dr.	Modelagem numérica de correntes litorâneas
Bruno Moreira	Oceanógrafo, MSc.	Modelagem numérica de correntes litorâneas
Marianna Castro	Oceanógrafa	Tratamento de dados costeiros
Ilson Carlos Almeida da Silveira	Oceanógrafo, Dr.	Coordenador da oceanografia da área oceânica
Cauê Zirnberger Lazaneo	Oceanógrafo, Dr.	Tratamento de dados/ Análise de energia/ Simulações Numéricas
Piero Silveira Bernardo	Oceanógrafo, Dr.	Tratamento de dados/ Atividade de mesoescala/ Vórtices remotos na Baía de Santos
Pedro Walfir Martins e Souza Neto	Oceanógrafo, Msc.	Tratamento de dados/ Simulações Numéricas
João Pedro Mancio de Amorim	Oceanógrafo, Msc.	Tratamento de dados correntográficos/ Atividade de mesoescala

Nomes	Formação	Atuação
Milton Borges da Silva	Oceanógrafo	Tratamento de dados hidrográficos e correntográficos/ Análise lagrangiana
Marcelo Dottori	Oceanógrafo, Dr.	Coordenador da oceanografia física da plataforma continental
Dalton Kei Sasaki	Oceanógrafo, Dr.	Análise e processamento de dados
Danilo Augusto Silva	Oceanógrafo, Msc.	Análise e processamento de dados
Sérgio Rafael Del Giovannino Junior	Oceanógrafo, Msc.	Análise e processamento de dados
Andressa Palma Pinto	Oceanógrafo	Análise e processamento de dados
Arian Dialectaquiz Santos	Iniciação Científica em Oceanografia	Análise e processamento de dados
Paula Birocchi	Oceanógrafo, Msc.	Análise e processamento de dados
Rafaela Farias do Nascimento	Oceanógrafo, Msc.	Análise e processamento de dados
Magnim Gnamah	Oceanógrafo, Msc.	Análise e processamento de dados