



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

FRANCIS DA SILVA LOPES

**MODELAGEM ACOPLADA APLICADA AO MONITORAMENTO DO EFEITO  
ILHA NO ARQUIPÉLAGO DE FERNANDO DE NORONHA/PE**

Recife  
2021

FRANCIS DA SILVA LOPES

**MODELAGEM ACOPLADA APLICADA AO MONITORAMENTO DO EFEITO  
ILHA NO ARQUIPÉLAGO DE FERNANDO DE NORONHA/PE**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de mestre em Oceanografia. Área de concentração: Oceanografia abiótica

Orientadora: Profa. Dra. Dóris Regina Aires Veleda.

Coorientador: Dr. Thiago Luiz do Vale Silva.

Recife

2021

Catálogo na fonte  
Bibliotecário Gabriel Luz CRB-4 / 2222

L864m Lopes, Francis da Silva.  
Modelagem acoplada aplicada ao monitoramento do efeito ilha no arquipélago de Fernando de Noronha/PE / Francis da Silva Lopes.  
140 f.; figs., tabs.

Orientadora: Profa. Dra. Dóris Regina Aires Veleda.

Coorientador: Dr. Thiago Luiz do Vale Silva.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.

Programa de Pós Graduação em Engenharia Civil, Recife, 2021.

Inclui referências.

1. Oceanografia. 2. Efeito ilha. 3. Fernando de Noronha. 4. Modelagem acoplada atmosfera-oceano. 5. Interação oceano atmosfera . I. Veleda, Dóris Regina Aires (Orientadora). II. Silva, Thiago Luiz do Vale (Coorientador). III. Título.

UFPE

551.46 CDD (22. ed.)

BCTG / 2022 - 99

FRANCIS DA SILVA LOPES

**MODELAGEM ACOPLADA APLICADA AO MONITORAMENTO DO EFEITO ILHA  
NO ARQUIPÉLAGO DE FERNANDO DE NORONHA/PE**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito para obtenção do título de mestre em Oceanografia. Área de concentração: Oceanografia abiótica

Aprovado em: 29/10/2021.

**BANCA EXAMINADORA**

---

Profa. Dra. Dóris Regina Aires Veleda (Orientadora)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Profa. Dra. Claudia Klose Parise (Examinador Externo)  
Universidade Federal do Maranhão

---

Prof. Dr. Hugo Abi Karam (Examinador Externo)  
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Dedico aos familiares, amigos e conhecidos que se foram durante a pandemia.

Dedico também aos sobreviventes.

Dedico aos que ainda conseguiram sonhar e executar seus sonhos durante um período de tamanha dor.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço meus pais, Rosana Aparecida Silva e Francisco Lopes, pelo apoio incondicional na busca por um sonho, também aos meus irmãos Carol e Dudu.

Gostaria de agradecer à minha orientadora e amiga Dóris Veleda, por todo apoio e paciência durante o processo, além de todo o conhecimento transmitido. Ao meu coorientador Thiago Silva, por estar comigo desde o início desses experimentos e acreditar no meu potencial.

Aos meus colegas de laboratório que se tornaram uma família, agradecimento especial à Pedro e Léo.

Aos meus amigos em Minas Gerais, Pernambuco e aos que estão pelo mundo. Aos meus colegas e amigos do programa de pós-graduação muito obrigado e sucesso na caminhada.

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, à coordenação, corpo docente e corpo técnico. Ao Centro de Energia Renováveis e sua equipe por todo o aparato técnico que possibilitaram a execução do trabalho

E por último, mas não menos importante ao CNPQ pelo apoio financeiro

## RESUMO

Um estudo de modelagem acoplada aninhada *two-way* entre o oceano e atmosfera de alta resolução (1km no oceano e 3 km na atmosfera) foi aplicado ao Arquipélago de Fernando de Noronha. A simulação foi realizada de julho a agosto de 2014, correspondendo ao mesmo período de uma campanha oceanográfica no entorno da ilha. Até o momento, este é o primeiro estudo de um modelo acoplado aplicado na região, analisando a resposta do efeito ilha (EI) nas variáveis meteo-oceanográficas. O COAWST reproduziu de forma coerente os campos oceânicos e atmosféricos medidos. O modelo acoplado reproduziu as condições oceânicas e atmosféricas observadas. A simulação capturou o efeito de aquecimento de temperatura superficial (TSM) a oeste da ilha, que se propagou em forma de uma esteira quente na direção da corrente superficial, com valores de TSM acima de 1,5°C em relação a regiões adjacentes. O EI observado em Fernando de Noronha apresentou uma característica bimodal com a presença de uma esteira quente se propagando para oeste e uma esteira mais fria para sudoeste. Esse padrão é associado à distribuição espacial da vorticidade relativa. As velocidades foram reduzidas em 1,5 m/s, a jusante da ilha. A velocidade do vento a sotavento da ilha também é reduzida em 1,5 m/s. Além disso, os fluxos de calor latente e sensível apresentaram anomalias no oeste da ilha, acompanhando a dispersão da esteira quente. O fluxo de calor sensível sobre a esteira quente foi cerca de  $\sim 5 \text{ W/m}^2$  mais alto que em outras regiões, e o calor latente foi cerca de  $\sim 15\text{-}20 \text{ W/m}^2$  mais alto. A efeito ilha oceânico e atmosférico apresentou distribuição espacial acompanhando a variabilidade dos ventos e das correntes superficiais. É a primeira vez que esse fenômeno é relatado na região. Os resultados mostram pela primeira vez a interação entre a topografia, ventos e correntes oceânicas na formação do efeito ilha por meio de uma modelagem acoplada na região. O impacto dessas forçantes nas esteiras frias e quentes que se propagam para oeste aumenta a complexidade da circulação de mesoescala na região.

**Palavras-chave:** efeito ilha; Fernando de Noronha; modelagem acoplada atmosfera-oceano; interação oceano atmosfera.

## ABSTRACT

A nested two-way atmosphere-ocean coupled modelling study with high resolution (1km in the ocean and 3 km in the atmosphere) was applied to the Fernando de Noronha Archipelago. It was conducted from July to August 2014, corresponding to the same period of an oceanographic campaign around the island. So far, this is the first study of a coupled model applied in the region, analyzing the response of the island effect in the meteo-oceanographic variables. The coupled model coherently reproduced the measured oceanic and atmospheric fields. The results are compatible with those observed in the climatology fields of the meteo-oceanographic variables. The simulation captured the island effect on SST, which propagated as a warm wake west of the island, following the cSEC. The SST values of the warm wake area are above 1,5°C comparing with adjacent regions. The island effect observed in Fernando de Noronha presented a bimodal characteristic with a warm wake propagating to the west and a cold wake to the southwest. This pattern is associated with the spatial distribution of relative vorticity. The velocity is reduced in 1.5 m/s downstream of the island. Wind speed at the lee side of the island is reduced about 1.5 m/s. Also, latent and sensible heat fluxes presented anomalies in the west of the island, following the dispersion of the warm wake. The sensible heat flux over the warm wake area was  $\sim 5 \text{ W/m}^2$  higher than in adjacent areas, and the latent heat was about  $\sim 15\text{-}20 \text{ W/m}^2$  higher. The oceanic and atmospheric wake presented spatial distribution following the winds and surface currents variability. It is the first time that this phenomenon has been reported in the region. The results show for the first time the interaction between topography, winds, and ocean currents in the formation of the island effect through a coupled modeling. The impact of these forcings on the warm and cold wakes propagating westward increases the complexity of the mesoscale circulation in the region.

**Keywords:** wake effect; Fernando de Noronha; atmosphere-ocean coupled modeling; air-sea interaction

## LISTA DE FIGURAS

|             |   |    |
|-------------|---|----|
| Figura 1 -  | Área de Estudo - Topografia ETOPO2.....   | 26 |
| Figura 2 -  | Célula de uma grade Arakawa-C. Posição das variáveis.....   | 39 |
| Figura 3 -  | Grade vertical escalonada do ROMS. Posição das variáveis.....   | 40 |
| Figura 4 -  | Sistema de coordenadas eta ( $\eta$ ) do WRF.....   | 42 |
| Figura 5 -  | Grade alternada, horizontal à esquerda e vertical à direita para o WRF.<br>.....  | 44 |
| Figura 6 -  | Identificação do domínio e resolução do modelo oceânico (ROMS) e<br>domínios e resoluções do modelo atmosférico (WRF), acoplados no<br>COAWST.....  | 52 |
| Figura 7 -  | Localização dos perfis de CTD (S) e estação meteorológica (M).....  | 56 |
| Figura 8 -  | Perfis de temperatura. CTD em linha preta, ROMS em linha vermelha.<br>.....   | 58 |
| Figura 9 -  | Diagrama de Taylor para perfis de temperatura. Linha preta indicando<br>valores do RMSE, linha preta em negrito para o desvio padrão e linha<br>pontilhada para o índice de concordância (IC).....                  | 59 |
| Figura 10 - | Perfis de salinidade. CTD em linha preta, ROMS em linha azul.....   | 60 |
| Figura 11 - | Diagrama de Taylor para os perfis de salinidade. Linha preta indicando<br>valores do RMSE, linha preta em negrito para o desvio padrão e linha<br>pontilhada para o índice de concordância (IC).....                | 61 |
| Figura 12 - | Diagrama de Taylor para os perfis de velocidade. Linha preta indicando<br>valores do RMSE, linha preta em negrito para o desvio padrão e linha<br>pontilhada para o índice de concordância (IC).....                | 63 |
| Figura 13 - | Série temporal para temperatura do ar ( $^{\circ}$ C) em 1000hPa, 925hPa e<br>850hPa. Entre 12:00 de 01/07/2014 à 00:00 de 09/07/2014. Linha<br>preta para radiossonda e linha vermelha para o WRF.....             | 65 |
| Figura 14 - | Diagrama de Taylor para diferentes níveis de temperatura do ar. Linha<br>preta indicando valores do RMSE, linha preta em negrito para o desvio<br>padrão e linha pontilhada para o índice de concordância (IC)..... | 66 |
| Figura 15 - | Série temporal para umidade relativa do ar (%) em 1000 hPa, 925 hPa<br>e 850 hPa. Entre 12:00 de 01/07/2014 à 00:00 de 09/07/2014. Linha<br>preta para radiossonda e linha vermelha para o WRF.....                 | 67 |

|             |   |    |
|-------------|---|----|
| Figura 16 - | Diagrama de Taylor para diferentes níveis de umidade relativa do ar. Linha preta indicando valores do RMSE, linha preta em negrito para o desvio padrão e linha pontilhada para o índice de concordância (IC).<br>.....68 | 68 |
| Figura 17 - | Série temporal para a velocidade do vento (m/s) em 1000 hPa, 925 hPa e 850 hPa. Entre 12:00 de 01/07/2014 à 00:00 de 09/07/2014. Linha preta para radiossonda e linha vermelha para o WRF.....69                          | 69 |
| Figura 18 - | Série temporal para a direção do vento (° ângulo em graus) em 1000 hPa, 925 hPa e 850 hPa. Entre 12:00 de 01/07/2014 às 00:00 de 09/07/2014. Linha preta para radiossonda e linha vermelha para o WRF.....70              | 70 |
| Figura 19 - | Diagrama de Taylor para diferentes níveis de velocidade do vento. Linha preta indicando valores do RMSE, linha preta em negrito para o desvio padrão e linha pontilhada para o índice de concordância (IC).<br>.....71    | 71 |
| Figura 20 - | Diagrama de Taylor para diferentes níveis de direção do vento. Linha preta indicando valores do RMSE, linha preta em negrito para o desvio padrão e linha pontilhada para o índice de concordância (IC).<br>.....72       | 72 |
| Figura 21 - | Climatologia mensal da TSM (°C).....74  | 74 |
| Figura 22 - | Climatologia mensal da SSM.....75   | 75 |
| Figura 23 - | Climatologia mensal da direção e intensidade das correntes superficiais (m/s).....76  | 76 |
| Figura 24 - | Climatologia mensal da velocidade e direção do vento (m/s).....78   | 78 |
| Figura 25 - | Climatologia mensal da concentração de clorofila em superfície (mg/m <sup>3</sup> ).....79  | 79 |
| Figura 26 - | TSM (°C) para os dias 6 e 7 de julho as 06:00 e 18:00 h.....82  | 82 |
| Figura 27 - | Média diária de temperatura (°C), para os dias 6 e 7 de julho em: (a, b) superfície, (c, d) 60 m de profundidade.....83   | 83 |
| Figura 28 - | Médias semanais para TSM, escala em °C. Semanas 1,2,3,4,5,6,7 e 8, respectivamente a, b, c, d, e, f, g e h, de 01 de julho a 25 de agosto de 2014.....85  | 85 |
| Figura 29 - | Velocidade e direção das correntes (m/s), para os dias 6 e 7 de julho as 06:00 e 18:00h.....86  | 86 |

|             |  |     |
|-------------|--|-----|
| Figura 30 - | Média diária de velocidade das correntes (m/s), para os dias 6 e 7 de julho em: (a, b) superfície, (c, d) 60 m de profundidade.....  | 87  |
| Figura 31 - | Médias semanais para velocidade e direção das correntes, escala em m/s. Semanas 1,2,3,4,5,6,7 e 8, respectivamente a, b, c, d, e, f, g e h, de 01 de julho a 25 de agosto de 2014..... | 89  |
| Figura 32 - | Vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ), para os dias 6 e 7 de julho as 06:00 e 18:00 h.....   | 91  |
| Figura 33 - | Média diária de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ), para os dias 6 e 7 de julho as 06:00 e 18:00 h, em: (a, b) superfície, (c, d) 60 m de profundidade..                                | 92  |
| Figura 34 - | Médias semanais para vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ). Semanas 1,2,3,4,5,6,7 e 8, respectivamente a, b, c, d, e, f, g e h.....  | 94  |
| Figura 35 - | Rosa dos ventos à 10 metros (m/s) para os dias 6 e 7 de julho: (a) vento medido na estação meteorológica de Fernando de Noronha e (b) vento modelado.....                              | 96  |
| Figura 36 - | Velocidade do vento à 10 metros (m/s), para os dias 6 e 7 de julho as 06:00 e 18:00.....   | 97  |
| Figura 37 - | Médias diárias da velocidade do vento à 10 metros (m/s), para os dias (a) 6 e (b) 7 de julho.....  | 98  |
| Figura 38 - | Médias semanais para a velocidade do vento à 10 metros (m/s). Semanas 1,2,3,4,5,6,7 e 8, respectivamente a, b, c, d, e, f, g e h.....  | 99  |
| Figura 39 - | Estrutura vertical latitudinal das médias semanais (a, b, c, d, e, f, g, h) da temperatura do oceano ( $^{\circ}C$ ). Profundidade x Latitude.....                                     | 101 |
| Figura 40 - | Estrutura vertical longitudinal das médias semanais da temperatura do oceano ( $^{\circ}C$ ). Profundidade x Longitude.....  | 102 |
| Figura 41 - | Estrutura vertical latitudinal das médias semanais do módulo da velocidade das correntes (m/s). Profundidade x Latitude.....   | 104 |
| Figura 42 - | Estrutura vertical longitudinal das médias semanais do módulo da velocidade das correntes (m/s). Profundidade x Longitude.....   | 105 |
| Figura 43 - | Estrutura vertical latitudinal das médias semanais para a velocidade vertical das correntes, em $m/s \times 10^{-3}$ . Profundidade (m) pela latitude ( $^{\circ}$ ).....              | 107 |
| Figura 44 - | Estrutura vertical longitudinal das médias semanais para a velocidade vertical das correntes, em $m/s \times 10^{-3}$ . Profundidade (m) pela longitude ( $^{\circ}$ ).....            | 108 |

|             |  |     |
|-------------|--|-----|
| Figura 45 - | Estrutura vertical latitudinal de temperatura do oceano e atmosfera (°C) para julho de 2014.....                                 | 109 |
| Figura 46 - | Estrutura vertical latitudinal de temperatura do oceano e atmosfera (°C) para agosto de 2014.....                                | 110 |
| Figura 47 - | Estrutura vertical longitudinal de temperatura do oceano e atmosfera (°C) para julho de 2014.....                                | 111 |
| Figura 48 - | Estrutura vertical longitudinal de temperatura do oceano e atmosfera (°C) para agosto de 2014.....                               | 111 |
| Figura 49 - | Estrutura vertical latitudinal da média mensal para julho de 2014, do módulo da velocidade das correntes e dos ventos (m/s)..... | 113 |
| Figura 50 - | Estrutura vertical latitudinal da média mensal para agosto de 2014, do módulo da velocidade das correntes dos ventos (m/s).....  | 113 |
| Figura 51 - | Estrutura vertical longitudinal da média mensal para julho de 2014, do módulo da velocidade das correntes dos ventos (m/s).....  | 114 |
| Figura 52 - | Estrutura vertical longitudinal da média mensal para agosto de 2014, do módulo da velocidade das correntes dos ventos (m/s)..... | 114 |
| Figura 53 - | Médias mensais do fluxo de calor latente (W/m <sup>2</sup> ) para julho (a) e agosto (b).....                                    | 116 |
| Figura 54 - | Médias mensais do fluxo de calor sensível (W/m <sup>2</sup> ) para julho (a) e agosto (b).....                                   | 117 |

## LISTA DE TABELAS

|  |    |
|--|----|
| Tabela 1 - Configuração do ROMS.....   | 51 |
| Tabela 2 - Configuração do modelo WRF.....   | 51 |
| Tabela 3 - Validação para os perfis de temperatura do oceano na região de estudo.<br>.....   | 58 |
| Tabela 4 - Validação para os perfis de salinidade na região de estudo.....   | 60 |
| Tabela 5 - Validação para os perfis de velocidade da corrente simulada pelo modelo COAWST em relação as velocidades do ADCP.....         | 63 |
| Tabela 6 - Validação para a temperatura do ar simulada pelo modelo COAWST em relação as radiossondagens, para os níveis em hPa.....      | 65 |
| Tabela 7 - Validação para a umidade relativa do ar simulada pelo modelo COAWST em relação as radiossondagens, para os níveis em hPa..... | 68 |
| Tabela 8 - Validação para a velocidade do vento simulada pelo modelo COAWST em relação as radiossondagens, para os níveis em hPa.....    | 70 |
| Tabela 9 - Validação para a direção do vento simulada pelo modelo COAWST em relação as radiossondagens, para os níveis em hPa.....       | 71 |
| Tabela 10 - Períodos semanais de simulação acoplada ROMS-WRF.....  | 81 |

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

|        |   |
|--------|---|
| ADCP   | <i>Acoustic Doppler Current Profile</i>                     |
| APAC   | Agência Pernambucana de Águas e Clima                       |
| CCL    | Condições de Contorno Lateral                               |
| cCSE   | Ramo central da Corrente Sul Equatorial                     |
| CFIV   | Camadas Finas IV  |
| CFL    | Courant-Friedrichs-Levy                                     |
| CMEMS  | <i>Copernicus Marine Environment Monitoring Service</i>     |
| COAWST | <i>Coupled Ocean Atmosphere Wave and Transport Sediment</i> |
| CSTM   | <i>Community Sediment Transport Modeling Project</i>        |
| CTD    | <i>Conductivity, Temperature and Depth</i>                  |
| DEM    | Modelo de Elevação Digital                                  |
| DHN    | Diretória de Hidrologia e Navegação                         |
| ECMWF  | <i>European Center for Medium-Range Weather Forecast</i>    |
| EI     | Efeito Ilha   |
| EIA    | Efeito Ilha Atmosférico                                     |
| EMI    | Efeito de Massa de Ilha                                     |
| FNL    | <i>Final Operational Global Analysis</i>                    |
| GDAS   | <i>Global Data Assimilation System</i>                      |
| GLS    | <i>Generic Length Scale</i>                                 |
| GODAE  | <i>Global Ocean Data Assimilation Experiment</i>            |
| GTS    | <i>Global Telecommunication System</i>                      |
| hPA    | Hectopascal   |
| HYCOM  | <i>Hybrid Coordinate Ocean Model</i>                        |
| IC     | Índice de Concordância                                      |
| INMET  | Instituto Nacional de Meteorologia                          |
| KPP    | <i>K-Profile Parametrization</i>                            |
| MAE    | Erro Médio Absoluto   |
| MCT    | Model Coupling Toolkit                                      |
| ME     | Erro Sistemático  |
| MPI    | <i>Message Passing Interface</i>                            |
| MSE    | Erro Quadrático Médio                                       |
| MY25   | Mellor-Yamada nível 2.5                                     |

|       |   |
|-------|---|
| NASA  | <i>National Aeronautics and Space Administration</i>        |
| NCEP  | <i>National Centers for Environmental Prediction</i>        |
| NOAA  | <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>      |
| NOPP  | <i>National Ocean Partnership Program</i>                   |
| OBPG  | <i>Ocean Biology Process Group</i>                          |
| OGCMs | <i>Oceanic Global Circulation Models</i>                    |
| RMSE  | Erro Quadrático Médio                                       |
| ROMS  | <i>Regional Ocean Model System</i>                          |
| SCRIP | <i>Spherical Coordinate Remapping Interpolation Package</i> |
| sEUC  | Ramo sul da Subcorrente Equatorial                          |
| SSM   | Salinidade Superficial do Mar                               |
| SWAN  | Simulating Waves Nearshore                                  |
| TSM   | Temperatura Superficial do Mar                              |
| WPS   | <i>WRF Pre-Processing System</i>                            |
| WRF   | <i>Weather Research and Forecasting</i>                     |
| ZCIT  | Zona de Convergência Intertropical                          |
| ZEE   | Zona Econômica Exclusiva                                    |

## SUMÁRIO

|              |   |           |
|--------------|---|-----------|
| <b>1</b>     | <b>INTRODUÇÃO</b> .....                             | <b>17</b> |
| 1.1          | EFEITO ILHA.....                                    | 20        |
| 1.2          | EFEITO DE MASSA DE ILHA.....                        | 22        |
| <b>2</b>     | <b>OBJETIVOS</b> .....                              | <b>24</b> |
| <b>3</b>     | <b>METODOLOGIA</b> .....                            | <b>25</b> |
| 3.1          | ÁREA DE ESTUDO.....                                 | 25        |
| 3.2          | MODELO ACOPLADO OCEANO-ATMOSFERA.....               | 27        |
| 3.3          | DADOS ATMOSFÉRICOS E OCEÂNICOS.....                 | 29        |
| <b>3.3.1</b> | <b>Batimetria</b> .....                             | <b>29</b> |
| <b>3.3.2</b> | <b>Forçantes Atmosféricas</b> .....                 | <b>29</b> |
| <b>3.3.3</b> | <b>Forçantes Oceânicas</b> .....                    | <b>30</b> |
| <b>3.3.4</b> | <b>Dados climatológicos</b> .....                   | <b>30</b> |
| 3.4          | EQUACIONAMENTOS.....                                | 32        |
| <b>3.4.1</b> | <b>Equacionamentos do ROMS</b> .....                | <b>32</b> |
| <b>3.4.2</b> | <b>Equacionamentos do WRF</b> .....                 | <b>41</b> |
| <b>3.4.3</b> | <b>Esquemas numéricos</b> .....                     | <b>46</b> |
| <b>3.4.4</b> | <b>Condições de contorno lateral</b> .....          | <b>47</b> |
| 3.5          | INICIALIZAÇÃO.....                                  | 50        |
| 3.6          | VALIDAÇÃO E ESTATÍSTICA.....                        | 52        |
| <b>4</b>     | <b>RESULTADOS</b> .....                             | <b>56</b> |
| 4.1          | VALIDAÇÃO.....                                      | 56        |
| <b>4.1.1</b> | <b>Validação de dados oceânicos</b> .....           | <b>56</b> |
| <b>4.1.2</b> | <b>Validação de dados atmosféricos</b> .....        | <b>64</b> |
| 4.2          | CLIMATOLOGIA.....                                   | 72        |
| <b>4.2.1</b> | <b>Temperatura da superfície do mar (TSM)</b> ..... | <b>73</b> |
| <b>4.2.2</b> | <b>Salinidade na superfície do mar (SSM)</b> .....  | <b>74</b> |
| <b>4.2.3</b> | <b>Correntes superficiais</b> .....                 | <b>76</b> |
| <b>4.2.4</b> | <b>Vento à 10 metros da superfície</b> .....        | <b>77</b> |
| <b>4.2.5</b> | <b>Clorofila-a</b> .....                            | <b>78</b> |
| 4.3          | MODELAGEM ACOPLADA – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL.....     | 80        |
| <b>4.3.3</b> | <b>Vorticidade relativa</b> .....                   | <b>90</b> |

|  |            |
|--|------------|
| <b>4.3.4 Vento à 10 metros.....</b>                                | <b>95</b>  |
| <b>4.4 MODELAGEM ACOPLADA – DISTRIBUIÇÃO VERTICAL.....</b>         | <b>100</b> |
| <b>4.4.2 Velocidade das correntes oceânicas.....</b>               | <b>103</b> |
| <b>4.4.3 Temperatura do oceano e da atmosfera.....</b>             | <b>109</b> |
| <b>4.4.4 Velocidades das correntes oceânicas e dos ventos.....</b> | <b>111</b> |
| <b>4.5 FLUXOS DE CALOR LATENTE E SENSÍVEL.....</b>                 | <b>115</b> |
| <b>5 DISCUSSÃO.....</b>  | <b>118</b> |
| <b>6 CONCLUSÃO.....</b>  | <b>122</b> |
| <b>REFERÊNCIAS.....</b>  | <b>124</b> |

## 1 INTRODUÇÃO

Existe uma forte interação entre a circulação atmosférica e seus sistemas meteorológicos com o estado básico dos oceanos e sua variabilidade (BIGG et al., 2003; CLAYSON et al., 2019; HIRONS; KLINGAMAN; WOOLNOUGH, 2018; SODEN; HELD, 2006). Essas interações estendem-se sobre o continente, em diversas escalas temporais, alterando a variabilidade atmosférica (HUANG; SHUKLA, 2005). Os processos de interação oceano-atmosfera têm influência sobre modos decenais no oceano, e a resposta do mesmo às emissões de gases de efeito estufa (FOLTZ et al., 2019). Dessa forma, os modelos globais acoplados são necessários para representar e entender os processos envolvidos, assim como possibilitando previsões no comportamento dessas interações.

Os modelos regionais acoplados, por sua vez, são utilizados para aprimorar as interpretações da resposta em menor escala temporal e espacial, podendo incluir acoplamento de gelo marinho, ondas oceânicas, processos biogeoquímicos, sistemas e ecossistemas marinhos, além de considerar a assimilação de dados (MILLER et al., 2017).

Devido ao aumento da resolução espacial e à complexidade das simulações físicas os modelos numéricos têm se aproximado cada vez mais da realidade, e isso é consequência do aumento da capacidade computacional, que permite cálculos mais avançados e em menor espaço de tempo, além das melhorias nas amostragens de dados utilizados na calibração dos mesmos. Como exemplo, houve uma melhoria da representação de zonas costeiras e suas respectivas dinâmicas, através o acoplamento dos modelos oceânicos e de ondas (LESSER et al., 2004; WARNER et al., 2010; WARNER; PERLIN; SKYLLINGSTAD, 2008).

Apesar das melhorias, os modelos oceânicos de circulação global ou *Oceanic General Circulation Models* (OGCMs) possuem limitações numéricas e físicas em relação aos processos oceânicos (PEZZI; RICHARDS, 2003). Essas limitações, em grande parte, podem ser sanadas ou atenuadas com o uso do refinamento da resolução espacial, como é feito para os modelos regionais acoplados de previsão do tempo. Os modelos numéricos regionais com melhor resolução espacial, apesar de serem alimentadas pelas condições de contorno e iniciais de modelos globais (MILLER et al., 2017), conseguem

resolver melhor os processos físicos do oceano e da atmosfera. Por exemplo, um modelo global de baixa resolução não consegue resolver processos físicos que ocorrem em uma escala menor que a resolução espacial do modelo, como pequenos vórtices.

Uma boa vantagem dos modelos numéricos acoplados é que algumas variáveis são calculadas internamente por um dos modelos e transmitidas e utilizadas pelos outros modelos. Sendo assim, os fluxos são calculados de forma direta na simulação, evitando erros associados ao tipo de dado obtido para cada forçante atmosférica, que varia em relação as condições de contorno no oceano, ou aos cálculos indiretos (HARRIS, 2018). Tais erros se propagam durante a simulação, diminuindo a acurácia do modelo. Em modelos oceânicos e atmosféricos não acoplados, a ausência de resposta ou “*feedback*” das variáveis atmosféricas, como os ventos, temperatura e umidade, podem causar muitas imprecisões (GRIFFIES et al., 2009).

O acoplamento tem melhorado a simulação das variáveis oceânicas e atmosféricas, pois possibilita a análise direta do comportamento de ambos e suas interações (CHELTON et al., 2004; CHELTON; XIE, 2010; PEZZI et al., 2004; PULLEN et al., 2017; SILVA et al., 2018; SMALL et al., 2008). Os modelos acoplados são capazes de simular padrões importantes da previsão de furacões, dinâmica costeira e outros aspectos em relação às aplicações de modelagem regional (CHEN et al., 2007; PERLIN et al., 2007; SEO; MILLER; NORRIS, 2016; SEO; XIE, 2013; SMALL et al., 2008), e também são capazes de uma aproximação da realidade por toda a camada limite atmosférica, incluindo alterações na dinâmica das nuvens (FALLMANN et al., 2017).

Ainda assim, independentemente da qualidade das interações no acoplamento oceano atmosfera, esse entendimento pode não ser sinônimo de melhoria da previsão. Por isso, a compreensão de modelos acoplados oceano-atmosfera constitui a base necessária para a modelagem climática regional, tanto para compreender o clima atual da Terra, como fazer projeções de climas futuros sob diferentes cenários de forçantes antropogênicos (XUE et al., 2020).

O modelo *Coupled Ocean Atmosphere Wave Sediment Transport* (COAWST) é um modelo acoplado simultâneo, descrito por WARNER et al. (2008). É formado pelo modelo atmosférico *Weather Research and Forecasting* (WRF) (SKAMAROCK et al., 2005), o modelo oceânico *Regional Ocean Model System* (ROMS) (HAIDVOGEL; BECKMANN., 1999; SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005, 2009), o modelo de onda

*Simulating Waves Nearshore* (SWAN) (BOOIJ; RIS; HOLTHUIJSEN, 1999), e o modelo de transporte de sedimentos *Community Sediment Transport Modeling Project* (CSTM) (WARNER et al., 2008).

O COAWST, ferramenta de modelagem utilizada neste trabalho, têm sido usado em diversas áreas de estudos e em diferentes abordagens, como estudos de eventos extremos (DREWS; GALARNEAU, 2015; OLABARRIETA et al., 2012; OSIPOV; STENCHIKOV, 2017; PRAKASH; NIGAM; PANT, 2018; RICCHI et al., 2017; SILVA et al., 2018; ZAMBON; HE; WARNER, 2014), da dinâmica de zonas costeiras (BENETAZZO et al., 2013; DONATELLI et al., 2018; GRIFOLL et al., 2014; KUMAR et al., 2012; ROGERS et al., 2017), previsões (RUSSO et al., 2012; WANG et al., 2013) e em estudos de derramamento e dispersão de óleo nos oceanos (CASTANEDO et al., 2014).

As ilhas oceânicas, em específico, são um caso à parte para modelagem. Segundo CALDEIRA et al. (2016), devido à dinâmica específica no entorno das ilhas, estes sistemas são um desafio para modelos acoplados. A formação de turbulência de mesoescala geram alterações no padrão da temperatura da superfície do mar (TSM) (SANGRÀ et al., 2007), além do forte gradiente dos fluxos de entre oceano e atmosfera em consequência dos ventos, devido a topografia (GRUBIŠIĆ; SACHSPERGER; CALDEIRA, 2015). Dessa forma, o comportamento físico e dinâmico de ambientes insulares, cria um sistema modular bidirecional, tornando-se uma configuração muito importante dentro desses modelos (PULLEN et al., 2017).

Para as ilhas, há um interesse na compreensão dos impactos locais pela variação de TSM em micro e mesoescala, que alteram os fluxos de calor e os padrões de vento (CALDEIRA et al., 2016). Valores mais altos de TSM são comumente encontrados à sotavento, lado oposto ao do qual sopra o vento das ilhas (CALDEIRA et al., 2002). CALDEIRA e TOMÉ (2013) especularam que o aquecimento oceânico à sotavento é consequência do aquecimento solar, devido a atmosfera livre de nuvens, pelo “efeito ilha”, ou como é comumente conhecido na literatura “*wake effect*”. CALDEIRA et al. (2002) descreveram esse efeito na Ilha da Madeira, com TSMs maiores em cerca de 2°C a 3°C nos primeiros 10 a 20 m da superfície do oceano durante o verão, com essa piscina quente, próximo à Ilha de Madeira se estendendo por mais de 100 km. Observações similares foram descritas por BARTON et al. (2000) na região das Ilhas

Canárias. As piscinas quentes associadas ao efeito ilha são maiores e mais intensas em relação às demais piscinas quentes, podendo alcançar mais de 300 km (HAFNER; XIE, 2003; SMITH; GRUBISIC, 1993).

Para a costa brasileira, o efeito ilha é pouco compreendido e estudado, assim como nas ilhas e arquipélagos do Atlântico há pouco ou nenhum monitoramento das variáveis meteoceanográficas (CALDEIRA et al., 2016), e de acordo com PEZZI et al. (2016) faltam estudos sobre a interação oceano-atmosfera no Brasil, devido principalmente à dificuldade de obter dados observacionais oceanográficos e atmosféricos, apesar do esforço de monitorar remotamente o oceano e a atmosfera por uso de sensoriamento remoto.

Neste contexto, a aplicação de modelos numéricos, através de simulações acopladas oceano-atmosfera proporcionam informações com maior frequência espaço-temporal. Modelos oceânicos e atmosféricos possibilitam o desenvolvimento de aplicações multidisciplinares, uma vez que, em determinados períodos os dados observacionais são inexistentes (WARNER et al., 2008, 2010; WARNER; PERLIN; SKYLLINGSTAD, 2008).

Devido à ausência de informações contínuas sobre as condições meteoceanográficas na região do Arquipélago de Fernando de Noronha, estudos que abordem a modelagem acoplada como ferramenta podem fornecer subsídios. Por exemplo, a descrição de processos turbulentos ou previsão de eventos extremos, para políticas públicas que envolvam a melhoria na gestão e a preservação do Arquipélago de Fernando de Noronha.

## 1.1 EFEITO ILHA

Ilhas oceânicas são locais de intenso fluxo de energia e importância ecológica, possuindo grande produtividade e biodiversidade (GILLESPIE, 2013). Essas características são relacionadas, entre outras, às alterações do meio físico no entorno das ilhas, devido às interações oceano-atmosfera e a topografia da ilha, que promovem o enriquecimento da zona fótica com nutrientes, favorecendo assim o aumento da produtividade (TCHAMABI et al., 2017). Ilhas oceânicas e montes submarinos influenciam a formação de vórtices e turbulência, que podem causar o aumento da

produtividade nas proximidades desses locais (OXENFORD; MAHON; HUNTE, 1995). Dessa forma, essas ilhas são como um “oásis de vida em um deserto oceânico” ou “*hotspots* de biomassa fitoplanctônica”, principalmente em regiões tropicais (BLACKBURN, 1969; SUND; BLACKBURN; WILLIAMS, 1981), uma vez que apresentam grande produtividade em uma região, ora circundada por águas oligotróficas, devido ao efeito de massa de ilha (PERISSINOTTO; LAUBSCHER; MCQUAID, 1992).

As ilhas têm a capacidade de atuar como obstáculos para correntes e ventos predominantes, alterando localmente a dinâmica da água e do ar (MUNDAY; MARSHALL; PIGGOTT, 2010). Essas alterações geram novos padrões de circulação oceânica e atmosférica de mesoescala para os entornos da ilha, assim como regime de ventos, processos de troca turbulenta na interface oceano-atmosfera (CHOPRA, 1973), provocando um impacto biogeoquímico.

Do ponto de vista físico, a presença de uma ilha no fluxo de fundo perturbará o regime de escoamento, causando o efeito ilha, produzindo perturbações que tem consequências biológicas (BARTON, 2001). Em estudos meteoceanográficos, efeito ilha (do inglês, *Island Wakes*) é uma definição usada para se referir aos efeitos atmosféricos induzidos pelas ilhas montanhosas (Efeito Ilha Atmosférico), bem como aos efeitos oceânicos induzidos pela geomorfologia submarina da ilha (Efeito Ilha Oceânico) (BARKLEY, 1972; CALDEIRA et al., 2002; XIE et al., 2001). Neste estudo utilizamos o termo Efeito Ilha (EI) para o escoamento oceânico, e Efeito Ilha Atmosférico (EIA) para a atmosfera. O EI pode ser agrupado em duas categorias principais (i) induzido por forçantes atmosféricas (pelo vento) e (ii) EI induzido por forçantes oceânicas (por corrente oceânica) (CALDEIRA; MARCHESIELLO, 2002).

Segundo BARTON (2001) e CALDEIRA et al. (2002), dois tipos de Efeito Ilha são observados no oceano. O primeiro ocorre em consequência das marés em plataforma rasas e estratificadas, com regimes de marés relevantes, mas sem fluxo médio significativo, onde, à medida que a maré move a água para a frente e para trás, a ilha atua como uma haste de agitação, aumentando a mistura vertical localmente, podendo até quebrar a pycnoclina. O segundo ocorre tanto em águas rasas quanto profundas, onde o fluxo no oceano, após passar por uma ilha gera redemoinhos à sotacorrente e uma esteira de fluxo perturbado que pode se estender por vários quilômetros após a ilha.

Em ilhas maiores esse efeito surge quando o regime do fluxo das correntes é maior que o efeito causado pela variabilidade das marés. Esse padrão também é observado em torno de ilhas que são suficientemente pequenas para que o próprio fluxo das marés possa gerar um efeito semelhante. É importante diferenciar o Efeito Ilha (EI) causado pelos ventos na superfície do mar do Efeito Ilha Atmosférico (EIA) também gerado pelo vento na porção a sotavento da ilha, que causam a formação de outros fenômenos atmosféricos como *von Karman Vortex Streets* (CALDEIRA; MARCHESIELLO, 2002). Usamos o termo EI para o evento induzido pelo vento associado aos padrões térmicos da superfície do mar causados pela barreira orográfica da ilha.

BARTON et al. (1998) descreveram como o efeito ilha causou fenômenos como vórtices, que combinados com a ressurgência da costa africana, resultaram em um padrão complexo de variabilidade regional. Observaram que a região das Canárias é três vezes mais ativa no transporte vertical de nitrogênio do que a média do oceano global. No entanto, grande parte do fluxo vertical na região das Canárias ocorreu devido a vórtices gerados pelas ilhas, em consequência do EI.

## 1.2 EFEITO DE MASSA DE ILHA

O EI também está relacionado ao fenômeno denominado Efeito de Massa de Ilha (EMI) (CALDEIRA; MARCHESIELLO, 2002). O fenômeno EMI foi descrito pela primeira vez por DOTY e OGURI (1956) como uma explicação para o aumento da biomassa fitoplanctônica observada nas proximidades de ecossistemas de ilhas recifais. Desde então, o EMI tem sido descrito e documentado em diversos ecossistemas insulares. Esse fenômeno aumenta a produtividade primária tem se mostrado de grande importância ecológica para a manutenção de ambientes como os recifes de corais devido à formação de vórtices, frentes e processos de ressurgência induzidos pelas ilhas (ANDRADE et al., 2014; ARÍSTEGUI et al., 1994, 1997; GOVE et al., 2016; HERNÁNDEZ-LEÓN, 1988, 1991; PALACIOS, 2002; RISSIK; SUTHERS; TAGGART, 1997; SIGNORINI; MCCLAIN; DANDONNEAU, 1999). De acordo com MESSIÈ et al. (2020), EMI é classicamente definido pelo aumento da clorofila, representando a biomassa do fitoplâncton, próximo a uma ilha.

Segundo ELLIOTT; PATTERSON e GLEIBER (2012), existem vários mecanismos que influenciam a formação do EMI, sendo eles: (i) a maré no entorno da ilha, que aumenta a agitação e quebra a pycnoclina, disponibilizando maior quantidade de nutrientes para as camadas superficiais; (ii) o fluxo das correntes através da ilha, que pode criar um enfraquecimento das correntes a sotacorrente, e por consequência o transporte de massa, aumento assim o fluxo vertical para a superfície; (iii) disponibilidade de água doce, oriunda da ilha, carreando nutrientes; (iv) cisalhamento do vento que pode aumentar a mistura e/ou causar ressurgência local (v), quebra de ondas internas pela topografia e (vi) o fluxo geostrófico e Ekman.

De forma geral, temos que o Efeito Ilha é um processo físico associado à dinâmica de um fluido, onde uma ilha atua como obstáculo gerando perturbações no regime dos ventos e correntes oceânicas, tendo como consequência a formação de vórtices ocênicos e até mesmo ressurgências.

TCHAMABI et al. (2017), investigaram o efeito ilha no escoamento subsuperficial em Fernando de Noronha, utilizando o modelo oceânico ROMS, em uma análise climatológica. Entretanto, neste estudo os autores não investigaram as trocas oceano-atmosfera decorrentes desse efeito.

Neste contexto, este trabalho contribui para a compreensão do efeito ilha (EI) e dos processos de interação oceano-atmosfera na região de influência do Arquipélago Fernando de Noronha.

## 2 OBJETIVOS

O principal objetivo desse trabalho é investigar o efeito ilha na região de influência do Arquipélago Fernando de Noronha, através da modelagem acoplada dos processos de interação oceano-atmosfera.

Para tal, alguns objetivos específicos são necessários, são eles:

- Configurar o modelo acoplado oceano-atmosfera COAWST para a região de estudo;
- Simular o período de cobertura de uma campanha oceanográfica realizada nessa área;
- Validar os parâmetros oceânicos e atmosféricos com os dados observacionais do cruzeiro oceanográfico e dados meteorológicos.
- Analisar e explicar os processos físicos de interação oceano-atmosfera inerentes ao efeito ilha.

### 3 METODOLOGIA

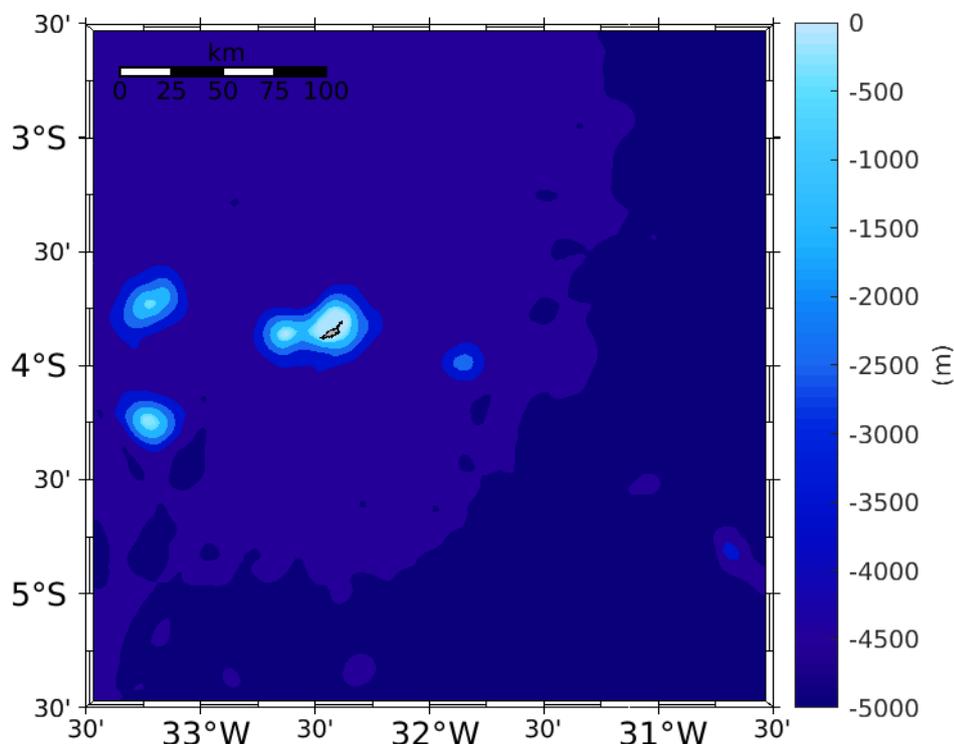
#### 3.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está situada no Atlântico Tropical Sul e compreende a região da Zona Econômica Exclusiva (ZEE), onde se encontra inserido o Arquipélago de Fernando de Noronha (34.4°W - 30.3°O; 5.8°S - 1.8°S).

Com uma área total de 26 km<sup>2</sup> e diversas ilhas, Fernando de Noronha é a principal ilha. O Arquipélago teve sua formação vulcânica, que teve fim por volta de 1,8 milhões de anos (CORDANI, 1970). O Arquipélago de Fernando de Noronha é um monte vulcânico, de aproximadamente 4.000 m de altura a partir do fundo oceânico, pertencente a um conjunto de montes e montanhas submarinas, os quais se estendem até a costa do Estado do Ceará (CALLIARI et al., 2016).

Na área de estudo o clima é tropical, com estação seca entre agosto e janeiro e estação chuvosa entre fevereiro e julho, com temperatura média do ar de aproximadamente 25,3°C (ESTON et al., 1986; SERAFINI; FRANÇA; ANDRIGUETTO-FILHO, 2010). O regime de vento sobre Fernando de Noronha é modulado pelos ventos Alísios de Nordeste e Sudeste, onde a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é o principal fenômeno meteorológico atuante na região. Os períodos seco e chuvoso sobre a ilha se dão devido ao deslocamento da ZCIT, para norte entre agosto e setembro inibindo chuvas, e para sul em abril favorecendo maiores acumulados de precipitação (MOURA; SHUKLA, 1981; UVO, 1989).

Figura 1 - Área de Estudo - Topografia ETOPO2



Fonte: O autor (2021).

Associados à ZCIT, e seu deslocamento, estão a pressão atmosférica e os ventos em baixos níveis, assim como a cobertura de nuvens, temperatura do ar e as precipitações (ZAGAGLIA; LORENZZETTI; STECH, 2004), que possuem impacto direto nas variáveis oceanográficas, como as correntes e camada de mistura.

A circulação oceânica nas proximidades de Fernando de Noronha, sofre grande influência do ramo central da Corrente Sul Equatorial (cCSE) (MOLINARI, 1983), a qual flui para oeste até encontrar com a Corrente Norte do Brasil. A cCSE apresenta uma sazonalidade nos entornos do arquipélago, o de forte incidência da corrente entre março e julho e o de fraca incidência entre agosto e fevereiro (LUMPKIN; JOHNSON, 2013; TCHAMABI et al., 2017). Outra corrente que atua na região é o ramo sul da Subcorrente Equatorial (sSCE) (COCHRANE; KELLY; OLLING, 1979), que flui para leste, e apresenta variabilidade sazonal, com maior intensidade entre julho e setembro na região de

Fernando de Noronha, lado oeste da bacia (REVERDIN et al., 1991) e com o núcleo em uma profundidade entre 200m e 500m (SCHOTT et al., 2003).

Em relação a TSM, os padrões são típicos de uma região tropical variando entre 26,5°C, entre agosto e novembro, com valores acima de 28°C entre março e junho, devido a piscina quente do sudoeste do Atlântico Tropical (CINTRA et al., 2015; HOUNSOU-GBO et al., 2015; TCHAMABI et al., 2017). Nas proximidades de Fernando de Noronha a salinidade superficial do mar (SSM) permanece estável durante o ano, com valores próximos de 37, em consequência da alta taxa evaporação (BRAGA; CHIOZZINI; BERBEL, 2018) e com pouca estratificação (TCHAMABI et al., 2017).

### 3.2 MODELO ACOPLADO OCEANO-ATMOSFERA

O modelo numérico acoplado oceano e atmosfera *Coupled Ocean Atmosphere Wave and Transport Sediment* (COAWST) (WARNER et al., 2010) foi utilizado para realização de uma simulação com o intuito de avaliar a dinâmica local, os sistemas meteorológicos atuantes, circulação atmosférica e oceânica.

O COAWST foi desenvolvido por WARNER et al. (2010) e é composto por diferentes modelos, com suas especificações, como o modelo para o oceano, atmosfera, ondas superficiais, transporte de sedimentos e um acoplador para troca de fluxos e um método para reagrupamento. O *Model Coupling Toolkit* (MCT) é o acoplador que realiza a troca entre os modelos

O modelo oceânico ROMS é uma classe geral de modelos numéricos de superfície livre, capaz de resolver as equações tridimensionais primitivas de Navier-Stokes com média de Reynolds, usando as aproximações hidrostática e de Boussinesq (HAIDVOGEL et al., 2008; SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005, 2009). O ROMS usa o método de discretização por aproximações de diferenças finitas em uma grade horizontal Arakawa-C (ARAKAWA; LAMB, 1977), curvilínea em uma coordenada vertical seguindo uma superfície livre. A dinâmica e a advecção e os processos difusivos são resolvidos usando equações de transporte e uma equação de estado calcula o campo de densidade responsável pelas contribuições de temperatura, salinidade e sedimentos em suspensão.

O ROMS fornece uma estrutura flexível que permite diversas opções de configuração e parametrização dos processos físicos, como diferentes esquemas de

advecção de segunda à quarta ordem, modelos de turbulência, condições de contorno lateral, entre outros. O ROMS também permite o acoplamento de submodelos por demanda, por exemplo, para fluxos de interação oceano-atmosfera, dispersão lagrangiana, modelo de nutrientes, fitoplâncton, zooplâncton, além de permitir a assimilação de dados (WARNER et al., 2010).

O componente atmosférico no sistema acoplado é o modelo WRF (SKAMAROCK et al., 2005). O WRF é um modelo atmosférico não hidrostático, com esquemas físicos de camada limite e uma variedade de parametrizações para processos físicos em mesoescala e microescala. O modelo calcula componentes tridimensionais do vento, pressão, ponto de orvalho, precipitação, fluxos de calor latente e sensível, fluxos radiativos, umidade relativa e temperatura do ar em uma grade de coordenadas verticais de pressão sigma, ETA ou híbrida. O WRF tem sido amplamente utilizado para previsões operacionais (<http://www.wrf-model.org/>), bem como para experimentos de pesquisa realistas e idealizados (WARNER et al., 2010).

Para o acoplamento dos diferentes modelos no sistema é utilizado o *Model Coupling Toolkit* (MCT) (JACOB; LARSON; AND ONG, 2005; LARSON; JACOB; ONG, 2005), que permite a transformação dos dados para a troca de informações entre os diferentes modelos acoplados, de forma paralela. O MCT é escrito em Fortran90 e funciona com o protocolo de comunicação *Message Passing Interface* (MPI).

O MCT é compilado como um conjunto de bibliotecas, que são vinculadas durante a compilação. Durante a inicialização do modelo, cada modelo decompõe seu próprio domínio em segmentos que são distribuídos aos processadores designados, responsáveis pela execução dos cálculos para cada segmento. Durante a fase de execução da simulação, os modelos atingirão um ponto de sincronização predeterminado, preencherão os vetores de atributos com dados e usarão comandos para trocar campos (WARNER; PERLIN; SKYLLINGSTAD, 2008).

Para que os modelos possam realizar a troca de fluxos em diferentes grades, é utilizado o *Spherical Coordinate Remapping Interpolation Package* (SCRIP) (JONES, 1997) para calcular pesos de interpolação. Os pesos são calculados como uma etapa de pré-processamento. Eles são lidos durante a inicialização e usados na interpolação das matrizes (WARNER et al., 2010).

Outros modelos compõem o COAWST, como o SWAN e CSTM, entretanto, não foram utilizados nesse trabalho.

### 3.3 DADOS ATMOSFÉRICOS E OCEÂNICOS

Para a simulação acoplada ROMS-WRF os seguintes dados foram utilizados para as condições iniciais, de contorno e forçantes oceânicas e atmosféricas.

#### 3.3.1 Batimetria

Os dados de batimetria para as simulações foram obtidos da base de dados do ETOPO1 “1 arc-minute global relief model”, o qual é um modelo digital de elevação global lançado pelo *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) em 2009 (AMANTE; EAKINS, 2009). O ETOPO1 possui resolução vertical de 1 arco-minuto, incluindo a topografia dos continentes e a batimetria do oceano. Um minuto de arco é igual a um sexagésimo de um grau, equivalente a uma resolução de cerca de 1,8 km.

#### 3.3.2 Forçantes Atmosféricas

Para as condições iniciais do modelo WRF foram utilizados os dados do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) / *Final Operational Global Analysis* (FNL), com resolução espacial de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  e resolução temporal de 6 h. Esse produto é parte do *Global Data Assimilation System* (GDAS), que coleta continuamente dados observacionais do *Global Telecommunications System* (GTS) entre outras fontes. Os dados denominados FNL diferenciam-se pois são preparados cerca de uma hora após a inicialização do modelo de previsão global *Global Forecast System* (GFS), disponibilizado pelo NCEP (NCEP, 2000).

Segundo as informações do NCEP (2000), as análises estão disponíveis para a superfície e em 26 níveis mandatários, desde 1000 a 10 milibares, incluindo a camada limite superficial e em algumas camadas sigma, na tropopausa e em algumas outras. Os parâmetros incluem pressão da superfície, pressão ao nível do mar, altura geopotencial, temperatura, temperatura da superfície do mar, valores de cobertura do solo, cobertura

de gelo, umidade relativa, componentes zonal, meridional e vertical do vento ( $u,v,w$ ), vorticidade e ozônio. A série temporal dos dados é estendida continuamente, entretanto não em tempo real.

### 3.3.3 Forçantes Oceânicas

As variáveis do oceano como salinidade, temperatura e correntes para a inicialização do modelo regional oceânico ROMS foram obtidas através dos dados do HYCOM com resolução de  $0.08^\circ \times 0.08^\circ$  (WALLCRAFT; METZGER; CARROL, 2009). O HYCOM é um esforço multi-institucional patrocinado pelo *National Ocean Partnership Program* (NOPP), como parte do *Global Ocean Data Assimilation Experiment* (GODAE) dos EUA, para desenvolver e avaliar dados assimilados em modelagem oceânica.

Para uma análise climatologia e descrição dos padrões meteoceanográficos foram utilizados os dados a seguir:

### 3.3.4 Dados climatológicos

Os dados de reanálises do GLORYS12V1 do Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) foram utilizados para a construção das climatologias mensais para temperatura da superfície do mar (TSM), salinidade da superfície do mar (SSM), velocidade e direção das correntes superficiais oceânicas, entre janeiro de 1993 a dezembro de 2018. Os dados possuem uma resolução de aproximadamente 8 km ( $1/12^\circ$ ). O objetivo desta reanálise global é fornecer uma simulação global do oceano de resolução  $1/12^\circ$ , cobrindo o período recente durante o qual os dados do altímetro estão disponíveis, restringido pela assimilação de observações e descrevendo a evolução espaço-temporal de variáveis termodinâmicas 3D (temperatura e salinidade), variáveis dinâmicas 3D (componente zonal e meridional das correntes superficiais), altura da superfície do mar e características do gelo marinho (concentração, espessura e velocidade horizontal).

Para o mesmo período, janeiro de 1993 a dezembro de 2018, dados das componentes zonais e meridionais mensais do vento, com resolução de aproximadamente 31km ( $0,25^\circ \times 0,25$ ), foram utilizados para a criação das climatologias

mensais. Os dados utilizados são oriundos do ECMWF Reanalysis 5th Generation - ERA5, produzidos pelo *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), em <http://www.ecmwf.int/>.

As análises climatológicas para os dados de clorofila-a na superfície foram realizadas com os dados de janeiro de 2003 a dezembro de 2019 do satélite MODIS Aqua, com resolução espacial de 9km, aproximadamente. O conjunto de dados é fornecido pelo *Ocean Biology Processing Group* (OBPG) / *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), disponível em <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>.

Para a validação das simulações as seguintes bases de dados observacionais foram utilizadas:

### **3.3.5 Dados observacionais**

Dados observacionais oceânicos, utilizados no processo validação dos dados da simulação do modelo, foram obtidos através da campanha oceanográfica Camadas Finas, que ocorreram na costa Norte e Nordeste do Brasil, durante julho de 2010 (Camadas Finas I), setembro de 2012 (Camadas Finas II), outubro de 2013 (Camadas Finas III) e agosto de 2014 (Camadas Finas IV), foram realizadas em conjunto com a Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil e as instituições de pesquisa do país com o navio *Cruzeiro do Sul*.

Durante as campanhas foram coletados dados físicos do oceano, com temperatura e salinidade com o uso de um CTD (do inglês, *Conductivity, Temperature and Depth*), dados de velocidade de corrente com o auxílio de um ADCP (do inglês, *Acoustic Doppler Current Profile*) acoplado a embarcação, assim como outras amostras biogeoquímicas e geológicas.

Os dados observacionais atmosféricos, necessários para a validação da simulação, são provenientes das plataformas de coletas de dados (PCDs), radiossondagens do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) (<https://portal.inmet.gov.br/>), aeronáutica e dados de estações atmosféricas oriundas da Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC). Estes dados foram obtidos sob demanda direta aos órgãos citados para o período e área de estudo.

### 3.4 EQUACIONAMENTOS

Essa seção descreve os principais equacionamentos dos modelos acoplados no COAWST.

#### 3.4.1 Equacionamentos do ROMS

O ROMS integra uma classe geral de modelos numéricos tridimensionais, de superfície livre e terreno que resolvem as equações de Navier-Stokes com média de Reynolds usando as premissas hidrostática e de Boussinesq (BUDGELL, 2005; DI LORENZO, 2003; DINNIMAN; KLINCK; SMITH, 2003; HAIDVOGEL et al., 2000; MARCHESIELLO; MCWILLIAMS; SHCHEPETKIN, 2003; PELIZ et al., 2003; WARNER et al., 2005; WARNER; GEYER; LERCZAK, 2005; WILKIN et al., 2005). De acordo SMITH (1999), o oceano é um fluido que pode ser descrito com boa aproximação pelas equações primitivas, que são simplificações das equações de Navier-Stokes feitas a partir de considerações em relação a escala espacial, juntamente com a equação de estado que acopla os dois marcadores ativos (temperatura e salinidade). Essas equações consideram algumas hipóteses para simplificação que são citadas abaixo:

- Hipótese do equilíbrio hidrostático: Considerando que as dimensões horizontais dos oceanos são maiores que as verticais, essa hipótese é baseada em uma aproximação, que desconsidera a profundidade do oceano, e reduz a equação do momento vertical a um equilíbrio entre o gradiente de pressão vertical e a força da gravidade. Sendo assim, na vertical, apenas o termo de equilíbrio hidrostático (equação de Navier-Stokes) é conservado. Como consequência, os processos não hidrostáticos, como convecção, devem ser parametrizados.

- Hipótese de Boussinesq: Desconsidera as variações de densidade, pois é suposto que a densidade da água do mar varia pouco no tempo, exceto em sua contribuição para a força de empuxo. Com essa hipótese, as variações da densidade são desconsideradas nas equações de Navier-Stokes, exceto para a flutuabilidade.

- Hipótese da Incompressibilidade: baseada na hipótese de Boussinesq, a divergência tridimensional do vetor de velocidade é assumida como zero. Isso acontece pois não há variação de pressão sobre a densidade, contudo, os efeitos físicos

associados a variação térmica (dilatação e compressão) na salinidade consideram a forçante termohalina. Essa aproximação não implica na conservação de massa, tendo em vista que o efeito de pressão não é o único fator a atuar sobre a densidade.

- Hipótese de fechamento turbulento: os fluxos turbulentos, que representam o efeito de processos de pequena escala na grande escala, são expressos em termos de características da última.

As equações do movimento são escritas de forma simplificada em coordenadas cartesianas ( $x, y, z, t$ ) para o ROMS. A equação do momento nas direções zonais ( $x$ ) e meridionais ( $y$ ) é escrita em termos de componentes da velocidade da seguinte forma:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (v \vec{u}) - fv = \frac{-\partial \phi}{\partial x} + F_u + D_u \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (v \vec{v}) - fu = \frac{-\partial \phi}{\partial y} + F_v + D_v \quad (2)$$

Esquemas de fechamento turbulento são aplicados aos fluxos verticais que são parametrizados em escalas menores que a resolução espacial determinada. A evolução temporal dos marcadores em concentração escalar,  $C(x, y, z, t)$ , como salinidade, temperatura ou nutrientes, é governada pela equação de transporte escalar:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\vec{v} C) = F_c + D_c \quad (3)$$

Com a equação do estado:

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (4)$$

Sob a aproximação hidrostática, é ainda assumido que o gradiente de pressão vertical equilibra a flutuabilidade:

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{-\rho g}{\rho_0} \quad (5)$$

Dadas as aproximações, a equação da continuidade, para um fluido incompressível, é expressa como:

$$\nabla \cdot \vec{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (6)$$

Para essas equações temos,  $\mathbf{D}$  como as parametrizações para os processos de dissipação da energia cinética ( $\mathbf{D}_u, \mathbf{D}_v$ ), e de difusão dos marcadores horizontais e

verticais ( $D_c$ ). Ao mesmo tempo,  $F$  representa as forçantes, como o valor de quantidade de movimento (vento), temperatura ou salinidade.

As variáveis prognósticas são  $u$ ,  $v$ ,  $w$ ,  $S$  e  $T$ , por outro lado  $\rho$  e  $\phi$  são determinados em um dado momento da equação de estado e da integração vertical do equilíbrio hidrostático. Para as condições de contorno na superfície e no fundo, assumindo  $\zeta$  a elevação da superfície livre e  $h$  a profundidade, temos que:

Na superfície  $z = \zeta(x, y, z, t)$ :

$$K_v \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_s^x \quad (7)$$

$$K_v \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_s^y \quad (8)$$

$$K_v^T \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q}{\rho_0 C_p} \quad (9)$$

$$K_v^S \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{(E - P)S}{\rho_0} \quad (10)$$

$$w = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (11)$$

No fundo  $z = -h(x, y)$ :

$$K_v \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_b^x \quad (12)$$

$$K_v \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_b^y \quad (13)$$

$$K_v^T \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \quad (14)$$

$$K_v^S \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad (15)$$

$$w = u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \quad (16)$$

As tensões viscosas, representadas por  $\tau$ , são normalizadas a partir de  $\rho_0$  tornando assim as dimensões desses termos a mesma que a pressão dinâmica. Os coeficientes de mistura vertical no interior da coluna d'água são  $K_v, K_v^S$  e  $K_v^T$ , viscosidade, difusividade mássica e térmica, respectivamente. Tais coeficientes são obtidos através do fechamento turbulento. Porém, tanto na superfície quanto no fundo as tensões

viscosas não são calculadas, sendo assim os termos de fluxo verticais nos quais as mesmas atuam são impostos pelas condições ao limite anteriormente referido.

Para a superfície, as condições permitem a inserção de parâmetros para as forçantes oceânicas, tais como, o fluxo de calor entre oceano e atmosfera, tensão e cisalhamento do vento na superfície e o fluxo de massa (salinidade) dado pela relação entre evaporação e precipitação. Enquanto, para o fundo considera-se um fundo impermeável, ou seja, os fluxos de fluatibilidade são limitados ao assoalho oceânico.

Em relação ao fluxo de quantidade de movimento, associado a tensão viscosa que é causada pela corrente em contato com o fundo, é necessária uma parametrização para uma condição fisicamente coerente. Entre as parametrizações estão a fricção linear, fricção quadrática e a camada logarítmica de *von Karman-Prandl*.

Considera-se que a fricção linear,  $(\tau_b^x, \tau_b^y) = -r(u_b + v_b)$ , é controlada pela velocidade de fricção ( $rU$ ), homogênea à velocidade; A fricção quadrática,  $(\tau_b^x, \tau_b^y) = C_d \sqrt{v_b^2 + v_b^2}$ , é controlada pelo coeficiente de fricção  $C_d$ , um valor adimensional; A Camada logarítmica de *von Karman-Prandl* é a fricção quadrática com o coeficiente de arrasto definido por

$$\left( \frac{k}{\log\left(\frac{\Delta z_b}{z_r}\right)} \right)^2, \text{ se } C_{d_{min}} < C_d < C_{d_{max}}, \text{ ou ainda igual a um dos valores limites no caso contrário.}$$

Nesse caso, a escala de rugosidade ( $z_r$ ), e os valores de  $C_{d_{min}}$  e  $C_{d_{max}}$  devem ser controlados. O parâmetro  $k = 0,41$  é a constante de *von Karman*.

A velocidade horizontal próxima ao fundo é dada pelo vetor  $(u_b + v_b)$ . Para as parametrizações lineares e quadráticas temos as mesmas expressões, já para *von Karman-Prandl*,  $C_d$  é variável, afinal depende da resolução nas proximidades do assoalho oceânico, além de levar em consideração a distância entre o primeiro nível  $\rho$  e o fundo. O valor do coeficiente é máximo quando a resolução ao fundo é próxima da escala de rugosidade, e é mínima quando a resolução e a escala possuem valores distantes entre si.

Com as variáveis:

$D_u, D_v, D_C$ : termos de difusão;

$F_u, F_v, F_C$ : termo de forçante;

$f(x, y)$ : Parâmetro de Coriolis  $2\Omega\sin\phi$ , onde  $\Omega$  é a velocidade angular da Terra e  $\phi$  (nesse caso) é a latitude;

$g$ : Aceleração da gravidade ( $m/s^2$ );

$\phi(x, y, z, t)$ : Pressão dinâmica, com  $P$ , pressão total, expressa em Pascal (Pa);

$\rho_0 + \rho(x, y, z, t)$ : densidade total *in situ*;

$u, v, w$ : as componentes do vetor de velocidade em nas direções  $x, y$  e  $z$  ( $m/s^2$ );

$t$ : tempo (s);

$\tau_b^x$  e  $\tau_b^y$ : componentes da tensão viscosa exercida pela corrente de fundo;

$\tau_s^x$  e  $\tau_s^y$ : componentes da tensão viscosa exercida pelo vento;

$Q$ : fluxo de calor;

$E - P$ : evaporação menos precipitação em superfície;

Para evitar erros associados à topografia as coordenadas verticais do ROMS são determinadas pelo sistema de coordenadas sigma  $\sigma(x, y, z)$ , que considera as frações da profundidade total, possibilitando o acompanhamento do relevo (HARARI, 2015). As coordenadas sigma são obtidas através da relação que considera a coordenada vertical linear ( $z$ ), o nível da superfície ( $\eta$ ) e a profundidade média ( $H$ ):

$$\sigma = \frac{z + \eta}{H + \eta} \quad (18)$$

Dessa forma é possível obter a mesma quantidade de níveis ao longo da coluna de água, independente da batimetria, para todos os pontos de grade (BLUMBERG; MELLOR, 1987; MELLOR, 2004). Em um sistema alongado, a coordenada vertical abrange o intervalo  $[-1, 1]$ . O nível superior é  $\sigma = 0$  e o nível inferior é  $\sigma = -1$ . Para as transformações de coordenadas verticais no ROMS temos:

$$z(x, y, \sigma, t) = S(x, y, \sigma) + \zeta(x, y, t) \left[ 1 + \frac{S(x, y, \sigma)}{h(x, y)} \right] \quad (19)$$

$$S(x, y, \sigma) = h_c \sigma + [h(x, y) - h_c] C(\sigma) \quad (20)$$

Como os níveis sigma estão associados diretamente à topografia, os mesmos apresentam alta sensibilidade, gerando possíveis erros de gradiente de pressão. Esses erros ocorrem devido à separação do termo gradiente de pressão no componente sigma e no termo de correção hidrostática (HAIDVOGEL; BECKMANN, 1999). Para evitar esses erros durante a simulação é possível suavizar a batimetria sem perturbá-la de

forma significativa, para isso foi utilizado a metodologia de suavização de coordenadas sigmas proposta por SIKIRIĆ et al. (2009).

De acordo com SHCHEPETKIN e MCWILLIAMS (2005) o algoritmo numérico do ROMS é projetado para minimizar esses erros. No algoritmo atual há duas transformações verticais ( $S(\sigma)$ ), disponíveis e são suportadas por várias funções de alongamento ( $C(\sigma)$ ). As equações de transformação de coordenadas verticais  $S(\sigma)$  podem ser escritas:

$$S(x, y, \sigma) = \begin{cases} 0, & \text{se } \sigma = 0, C(\sigma) = 0, \text{ na superfície livre,} \\ -1, & \text{se } \sigma = -1, C(\sigma) = -1, \text{ no fundo do oceano.} \end{cases} \quad (21)$$

A equação é válida quando o modo de transformação é ativado configurando  $V_{\text{transform}} = 2$  no arquivo inicial. Entre as vantagens de  $V_{\text{transform}}=2$ , estão:

- Independentemente do design de  $C(\sigma)$ , ela se comporta como coordenadas sigma igualmente espaçadas em regiões rasas, onde  $h(x, y) \ll h_c$ . Isso é vantajoso porque evita um aumento de resolução desnecessário e a limitação associada ao critério de estabilidade de *Courant-Friedrichs-Levy* (CFL) nessas áreas.

- O refinamento próximo à superfície se comporta mais ou menos como coordenadas geopotenciais em regiões profundas (espessuras de nível,  $H_z$ ), não dependendo ou dependendo muito pouco da batimetria, enquanto as coordenadas sigma próximas ao fundo ( $H_z$ ) são aproximadamente proporcionais à profundidade. Isso reduz erros associados à rugosidade de fundo e de gradiente de pressão.

- O sistema de coordenadas sigma é obtido como  $h_c \rightarrow \infty$ , facilitando a configuração em batimetria plana e espessura de nível uniforme. É recomendado que  $\theta_s = 0$  e  $\theta_b = 0$ . Em um estado oceânico não perturbado, isto é,  $\zeta \equiv 0$ , a transformação (2) produz as seguintes profundidades imperturbadas ( $\hat{z}$ ):

$$\hat{z}(x, y, \sigma) \equiv h(x, y) S(x, y, \sigma) = h(x, y) \left[ \frac{h_c \sigma + h(x, y) C(\sigma)}{h_c + h(x, y)} \right] \quad (22)$$

e

$$d\hat{z} = d\sigma h(x, y) \left[ \frac{h_c}{h_c + h(x, y)} \right] \quad (23)$$

Como consequência, os níveis superiores da grade sofrem pouca interferência da batimetria em áreas profundas, onde  $h_c \ll h(x, y)$ .

Além das funções de transformação  $S(\sigma)$ , para minimizar os erros de gradiente de pressão o ROMS possui funções de alongamento  $C(\sigma)$ , com configurações diversas, como exemplo,  $V_{stretching}=2$  (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005),  $C(\sigma)$  é definida pelas diferentes funções:

$$C(\sigma) = \mu C_{sur}(\sigma) + (1 - \mu) C_{bot}(\sigma), \quad (24)$$

$$C_{sur}(\sigma) = \frac{1 - \cosh(\Theta_s \sigma)}{\cosh(\Theta_s) - 1}, \text{ para } \Theta_s > 0 \quad (25)$$

$$C_{bot}(\sigma) = \frac{\sinh[\Theta_B(\sigma + 1)]}{\sinh(\Theta_B)} - 1, \text{ para } \Theta_B > 0 \quad (26)$$

$$\mu = (\sigma + 1)^\alpha \left[ 1 + \frac{\alpha}{\beta} (1 - (\sigma + 1)^\beta) \right] \quad (27)$$

Essas funções tem significado semelhante as de (SONG; HAIDVOGEL, 1994), com diferença na função hiperbólica em  $C_{sur}$ , que é o cosseno hiperbólico ( $\cosh$ ) em vez

do seno hiperbólico ( $\sinh$ ) e  $\frac{(\partial C)}{(\partial \sigma)} \rightarrow 0$  como  $\sigma \rightarrow 0$ .

Onde,

$S(x, y, \sigma)$  = função de transformação vertical não linear;

$\zeta(x, y, t)$  = superfície livre variável no tempo;

$h(x, y)$  = espessura impermeável da coluna de água;

$z = -h(x, y)$  está no fundo do oceano

$\sigma$  = coordenada de alongamento vertical fracionária;  $C(\sigma)$  = função de alongamento vertical monótona, não linear, adimensional, variando de  $-1 \leq C(\sigma) \leq 0$ ;

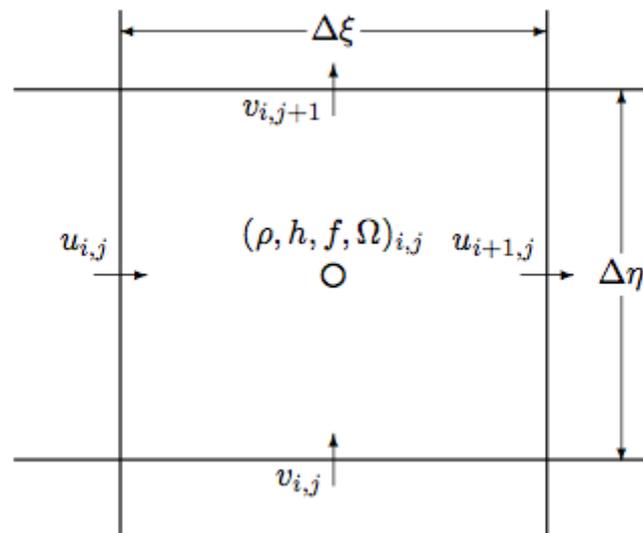
$h_c$  = espessura positiva controlando o alongamento.

Na descrição realizada por SHCHEPETKIN e MCWILLIAMS (2005), as equações que governam o ROMS na horizontal são definidas sobre um limite ajustado, de coordenadas ortogonais  $(\xi, \eta)$  na grade Arakawa-C (ARAKAWA; LAMB, 1977), por um método de diferenças finitas centradas e de segunda ordem. Essas transformações na grade do ROMS  $(\xi, \eta)$  são especificadas nos termos métricos. No centro da célula de

grade estão a superfície livre ( $\zeta$ ), a densidade ( $\rho$ ) e os marcadores ativos ou passivos ( $t$ ). Nas bordas das células de grade encontram-se as velocidades horizontais ( $u$ ) e ( $v$ ). As variáveis de estado no ROMS possuem o mesmo tamanho matricial para fins de parametrização. O posicionamento das variáveis do ROMS em uma única grade horizontal Arakawa-C é ilustrado na Figura 2.

No ROMS, as equações governantes são discretizadas sobre a topografia variável da coordenada vertical. Devido à aplicação da coordenada de alongamento vertical, cada célula de grade possui diferentes níveis de espessura ( $H_z$ ) e volume. As variáveis de estado do modelo são escalonadas verticalmente, de modo que o momento horizontal ( $u$ ,  $v$ ), a densidade ( $\rho$ ) e os marcadores ( $t$ ) estão localizados no centro de cada célula da grade. A velocidade vertical e as variáveis de mistura vertical estão localizadas nas faces inferior e superior da célula. A espessura total da coluna de água é  $\zeta(i, j) + h(i, j)$ . A batimetria ( $h$ ) é independente do tempo, enquanto a elevação da superfície ( $\zeta$ ) depende do tempo. O posicionamento das variáveis na grade vertical pode ser observado na Figura 3.

Figura 2 - Célula de uma grade Arakawa-C. Posição das variáveis.

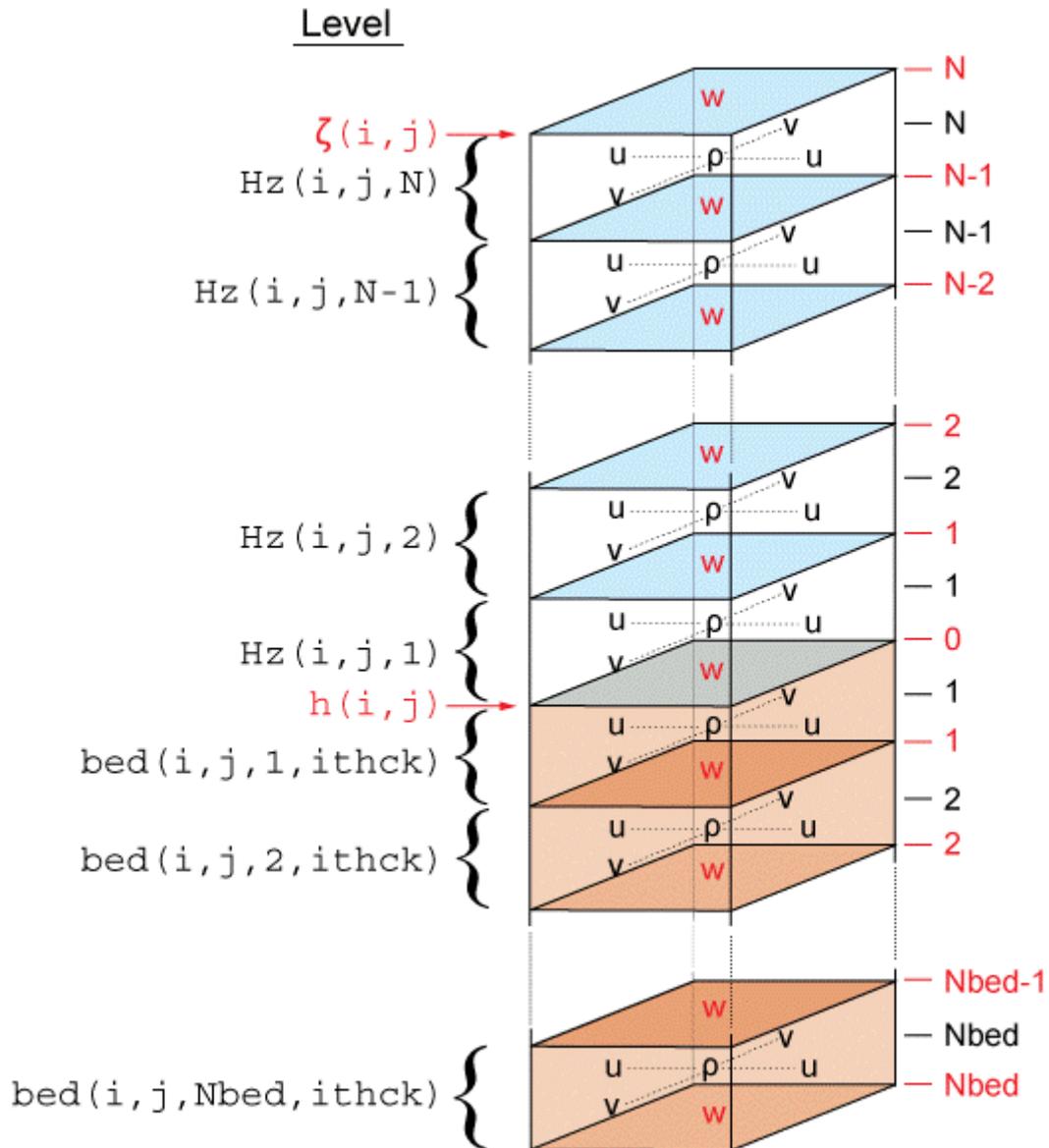


Fonte: HAIDVOGEL et al. (2008).

Em relação a discretização temporal, as equações hidrostáticas primárias para momento são resolvidas no ROMS usando um esquema de intervalo de tempo explícito

dividido, que requer tratamento especial e acoplamento entre os modos barotrópico (2D), mais rápido, e baroclínico (3D), mais lento.

Figura 3 - Grade vertical escalonada do ROMS. Posição das variáveis.



Fonte: [www.myroms.com](http://www.myroms.com)

Um número finito de etapas de tempo barotrópico, dentro de cada etapa baroclínica, é realizado para evoluir as equações de momento de superfície livre e verticalmente integradas. A fim de evitar os erros associados ao *aliasing* (a identificação incorreta de uma frequência de sinal, introduzindo distorção ou erro) de frequências

resolvidos pelos passos barotrópicos, mas não resolvidos pelo passo baroclínico. Os campos barotrópicos têm uma média de tempo antes de substituir os valores obtidos por um passo baroclínico. Um filtro de tempo de forma de cosseno, centrado no novo nível de tempo, é usado para a média dos campos barotrópicos (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005). Além disso, o intervalo de tempo separado é restrito a manter exatamente as propriedades de conservação de volume e de consistência necessárias para as equações do marcador (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005). No atual modelo as equações 2D e 3D são discretizadas no tempo usando um algoritmo preciso de previsão de terceira ordem (*Leap-Frog*) definido por:

$$U^{(n+1)} = U^{(n-1)} + 2 \Delta t . f^{(n)} \quad (28)$$

Além de um corretor muito robusto e estável de Adams-Moulton.

### 3.4.2 Equacionamentos do WRF

O outro modelo que compõe o COAWST é o modelo atmosférico WRF, que de acordo com (SKAMAROCK et al., 2005), integra as equações de Euler compressíveis e não hidrostáticas. As equações são moldadas em forma de fluxo usando variáveis que possuem propriedades de conservação, a partir de (OOYAMA, 1990). As equações são formuladas usando uma coordenada vertical de massa ( $\eta$ ), que segue o terreno (LAPRISE, 1992).

As coordenadas verticais no WRF são baseadas na pressão hidrostática, de acordo com o terreno, através de  $\eta$ , que é definida como:

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{\mu}, \quad (29)$$

Onde  $\mu = p_{hs} - p_{ht}$ ,  $p_h$  é o componente hidrostático da pressão, e  $p_{hs}$  e  $p_{ht}$  se referem a valores ao longo da superfície e limites superiores, respectivamente. A definição de coordenadas, proposta por LAPRISE (1992), é a coordenada sigma ( $\sigma$ ) tradicionalmente usada em muitos modelos atmosféricos hidrostáticos, definida por:

$$\sigma = \frac{p_h - p_{ht}}{p_{hs} - p_{ht}}, \quad (30)$$

Onde  $p$  é especificado através de:

$$p = A - Bp_s. \quad (31)$$

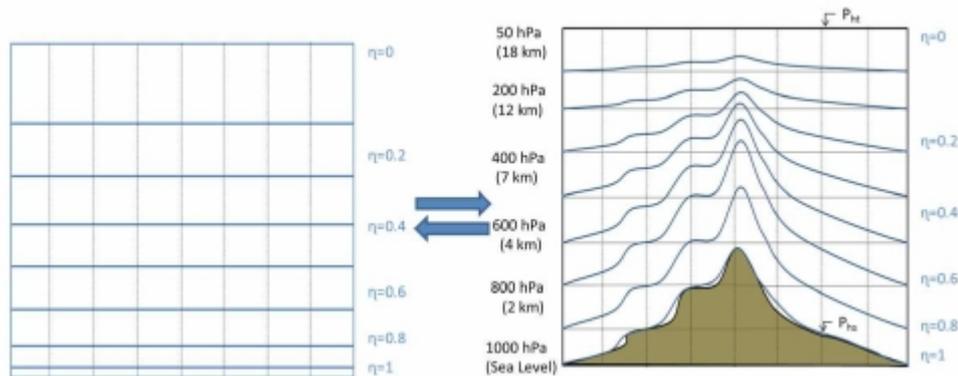
A coordenada vertical de massa ( $\eta$ ), varia de um valor de 1 na superfície a 0 no limite superior do domínio do modelo. Como  $\mu(x, y)$  representa a massa por unidade de área dentro da coluna no domínio do modelo em  $(x, y)$ , as variáveis e forma de fluxo apropriadas são:

$$\mathbf{V} = \mu \mathbf{v} = (U, V, W), \quad (32)$$

$$\Omega = \mu \eta, \quad \Theta = \mu \theta. \quad (33)$$

$\mathbf{v} = (u, v, w)$  são as velocidades covariantes nas duas direções horizontais e verticais, respectivamente, enquanto  $\omega = \eta$  é a velocidade vertical contravariante.  $\theta$  é a temperatura potencial. Também aparecem nas equações governantes do WRF as variáveis não conservadas  $\phi = gz$  (o geopotencial),  $p$  (pressão) e  $\alpha = 1 / \rho$  (inverso da densidade). Para coordenadas sigma, ainda são definidos os níveis *eta* ( $\eta$ ), que foram utilizadas nesse trabalho (Figura 4), já que as coordenadas sigma são apenas uma normalização da pressão.

Figura 4 - Sistema de coordenadas eta ( $\eta$ ) do WRF.



Fonte: Leblebic e Tuncer (2017).

A partir das definições e variáveis acima as equações de Euler para os fluxos no sistema cartesiano podem ser escritas da seguinte maneira:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot Vu) - \partial_x(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_x) = F_U \quad (34)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot Vv) - \partial_y(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_y) = F_V \quad (35)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot Vw) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (36)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot V\theta) = F_\Theta \quad (37)$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot V) = 0 \quad (38)$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1} [(V \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (39)$$

Com a relação diagnóstica para a densidade inversa:

$$\partial_\eta \phi = -\alpha \mu \quad (40)$$

E a equação do estado como:

$$p = p_0 \left( R_d \frac{\theta}{p_0} \alpha \right)^\gamma \quad (41)$$

Obtendo:

$$\nabla \cdot Va = \partial_x(Ua) + \partial_y(Va) + \partial_\eta(\Omega a) \quad (42)$$

Reorganizando:

$$V \cdot \nabla a = U \partial_x a + V \partial_y a + \Omega \partial_\eta a \quad (43)$$

Onde:

a: uma variável genérica;

$\gamma = c_p/c_v = 1,4$ : razão das capacidades de calor para o ar seco;

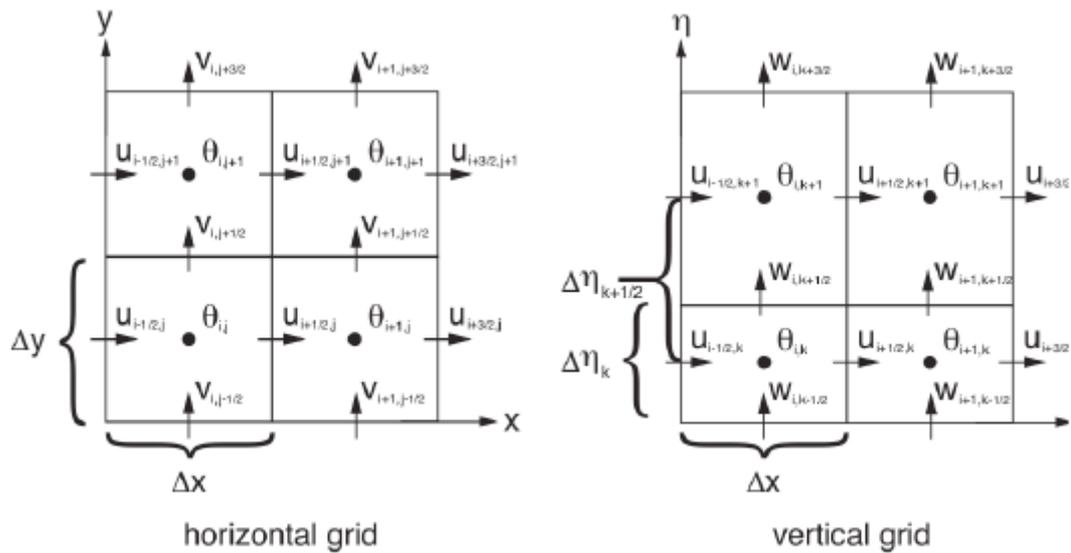
$R_d$ : constante de ar, para o ar seco;

$p_0$ : pressão de referência, normalmente ( $10^5 \text{Pa}$ );

$F_u, F_v, F_w, F_\theta$ : termos que representam as forças para o modelo, decorrentes da física, mistura turbulenta, projeção esférica e rotação da Terra. Descrições de mais detalhes são pontuados por SKAMAROCK et al. (2005).

Da mesma forma que o ROMS, o WRF utiliza coordenadas sigma ( $\sigma$ ) para a discretização vertical. Ambos utilizam o mesmo tipo de grade horizontal, uma grade Arakawa-C escalonada para as variáveis (Figura 5). No WRF, segundo SKAMAROCK et al. (2005), as velocidades normais são escalonadas pela metade do comprimento da grade a partir das variáveis termodinâmicas.

Figura 5 - Grade alternada, horizontal à esquerda e vertical à direita para o WRF.



Fonte: Skamarock et al. (2008).

De acordo com a Figura 5, os índices variáveis,  $(i, j)$  para o plano horizontal e  $(i, k)$  para o plano vertical, indicam locais variáveis onde  $(x, y, \eta) = (i\Delta x, j\Delta y, k\Delta \eta)$ . Os pontos em que  $\theta$  está definido são denominados como pontos de massa e, da mesma forma, locais em que  $u$ ,  $v$  e  $w$  são definidos como pontos  $u$ , pontos  $v$  e pontos  $w$ , respectivamente. A massa da coluna  $\mu$ , é definida nos pontos  $(i, j)$  (pontos de massa) na grade discreta, o geopotencial  $\phi$  é definido nos pontos  $w$  e as variáveis de umidade  $q_m$  são definidas nos pontos de massa. As variáveis de diagnóstico utilizadas no modelo, a pressão  $p$  e a densidade inversa  $\alpha$ , são computadas nos pontos de massa. Os comprimentos das células de grade  $\Delta x$  e  $\Delta y$  são constantes na formulação do modelo; e as mudanças nos comprimentos da grade física associados às várias projeções para os domínios são contabilizadas usando os fatores do mapa. O comprimento da grade vertical  $\Delta \eta$  não é uma constante fixa; e é especificado na inicialização. Existe uma certa liberdade para especificar os valores  $\eta$  dos níveis do modelo sujeitos à restrição de que  $\eta = 1$  na superfície,  $\eta = 0$  na parte superior do modelo e  $\eta$  diminui monotonicamente entre a superfície e a parte superior do modelo.

A vantagem ao se utilizar uma grade alternada é evitar o desacoplamento entre os termos da equação diferencial parcial, que ocorre quando variáveis interdependentes são resolvidas no mesmo ponto de grade SKAMAROCK et al. (2005).

Os parâmetros do domínio horizontal são incluídos no pré-processamento (WRF *Pre-Processing System* – WPS) que antecede a integração das equações dinâmicas. O estado inicial é obtido pela interpolação espacial dos dados de análise do modelo global, no caso o GFS, enquanto os processos físicos que ocorrem em uma escala espacial menor do que a resolução do modelo são parametrizados, como: fluxos de calor, momentum, umidade, radiação, processos convectivos e precipitação (DUDHIA, 2014).

O WRF possui um esquema de integração com divisão de tempo, separados em modos de baixa ou alta frequência. Os de baixa frequência são integrados usando um esquema de integração de tempo de terceira ordem Runge-Kutta (RK3) (WICKER; SKAMAROCK, 2002), enquanto os modos acústicos de alta frequência são integrados em etapas de tempo menores para manter a estabilidade numérica. O esquema RK3 é descrito pela seguinte equação:

$$U_{n+1} = U_n + \int_{t_n}^{t_{n+1}} f(t, U) dt \quad (44)$$

Os modos acústicos de propagação horizontal são integrados usando um esquema de integração de tempo anterior e posterior, e os modos acústicos de propagação vertical e as oscilações de flutuabilidade são integrados usando um esquema vertical implícito (usando a etapa do tempo acústico). A integração com divisão de tempo é semelhante à desenvolvida por (KLEMP; WILHELMSON, 1978) e analisada por (SKAMAROCK; KLEMP, 1992).

Para ambos os modelos, e conseqüentemente no COAWST, a conexão entre as parametrizações espaciais e temporais ocorre por meio do critério de estabilidade de Courant-Friedrichs-Levy (CFL) que conecta ambos a fim de que cada fenômeno ondulatório não se espalhe mais rápido do que um ponto de grade por passo de tempo (COURANT; FRIEDRICHS; LEWY, 1967). Desta forma a resolução espacial é escolhida e em seguida a resolução temporal. Para o controle de estabilidade é utilizado o Número

de Courant, definido como.  $C \frac{\Delta t}{\Delta x}$ .

### 3.4.3 Esquemas numéricos

Os processos turbulentos e processos verticais de escala espacial menor que a resolução da grade do modelo, não são solucionados no ROMS. Portanto, os processos de escala de sub-grade para mistura vertical de momento (*eddy viscosity*, KH) e massa (*eddy diffusivity*, KM) precisam ser parametrizados com o modelo de fechamento turbulento.

O algoritmo do ROMS é construído com cinco métodos diferentes de fechamento turbulento, a parametrização por K-profile (KPP); o nível Mellor-Yamada Nível 2.5 (MY25); o esquema da escala de comprimento genérica *Generic Length Scale* (GLS); o esquema analítico definido diretamente nas expressões para KH e KM, e o esquema de frequência de Brunt-Vaisala.

Discutido por LARGE, MCWILLIAMS e DONEY (1994), o KPP é um esquema de parametrização amplamente utilizado na maioria dos sistemas de modelagem oceânica, baseado na teoria da similaridade de MONIN e OBUKHOV (1954), e fornece uma estimativa da mistura vertical com fontes locais e não locais.

Proposto por MELLOR e YAMADA (1982), o esquema de mistura MY25 é considerado padrão para as simulações em zonas costeiras oceânicas. Este método é um modelo de duas equações no qual a energia cinética turbulenta ( $k$ ) e a escala de comprimento ( $l$ ) são usadas. O GLS é um modelo generalizado de duas equações (UMLAUF; BURCHARD, 2003). A abordagem do GLS aproveita as semelhanças entre vários modelos de fechamento de turbulência de duas equações. Estes incluem MY25, o modelo  $k$ - $\varepsilon$  de RODI (1994) (onde,  $\varepsilon$  é taxa de dissipação) e  $k$ - $\omega$  (onde,  $\omega$  é taxa específica de dissipação,  $\omega \propto \frac{\varepsilon}{k}$ ). A formulação do GLS implementada no ROMS é descrita de forma mais completa em WARNER et al. (2005) e HAIDVOGEL et al. (2008).

O WRF possui diversos esquemas de parametrização, dentre eles estão a camada limite superficial (CLS) que resolve atrito, fluxos de calor, quantidade de movimento e vapor de água na camada de atrito próximo ao terreno; a microfísica, que resolve os processos de condensação e evaporação do ar, associado a precipitação e vapor d'água; a radiação tanto de ondas curtas quanto longas, assim como os processos de emissão, reflexão e absorção dessas ondas; a parametrização de cumulus que

resolve os efeitos convectivos e/ou nuvens rasas; e a camada limite planetária (CLP), que resolve trocas turbulentas para além da CLS, ao longo de toda a coluna vertical. Todas as opções de parametrização, assim como as referências podem ser encontrados no site [https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/phys\\_references.html](https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/phys_references.html).

#### 3.4.4 Condições de contorno lateral

Quando os modelos oceânicos regionais possuem uma escala temporal e espacial diferente, e normalmente mais alta, que os dados de entrada, há a necessidade de implementação de uma condição de contorno lateral no domínio simulado. As condições de contorno lateral (CCL) são responsáveis pela restrição nas características do fluxo nas bordas do domínio da simulação do modelo, as qualidades das CCL influenciam o fluxo em larga escala, próximo e distante do limite.

De acordo com SHCHEPETKIN e O'BRIEN (1996) as CCL são de extrema importância em um modelo numérico, elas suavizam a interação entre as diferentes escalas espaciais nos limites laterais, reduzindo os resíduos evitando assim erros associados e aumentando a estabilidade do modelo.

Para o ROMS existem diversas faixas de CCL, dentre elas as faixas abertas, as periódicas e as fechadas (MARCHESIELLO; MCWILLIAMS; SHCHEPETKIN, 2001). As CCL são diversas e podem ser aplicadas para a velocidade verticalmente integrada, para a superfície livre e para os campos de velocidade tridimensional completos. Algumas das CCL mais comuns são citadas abaixo:

(a) Condição limite de gradiente: Esta é a condição limite simples. Consiste em configurar o gradiente de um campo igual a zero nas bordas. Nesta condição de limite, o valor externo é definido igual ao valor interno mais próximo.

(b) Condição de contorno rígida: o ROMS assume a condição rígida (parede) se nenhuma condição de limite for definida, consistindo em condição de gradiente zero para marcadores e elevação da superfície. As velocidades normais são definidas como iguais a zero nessa condição de limite.

(c) Condição de contorno Clamped: Nesta condição de limite, os valores são definidos para valores externos conhecidos. Em outras palavras, essa condição de

contorno é apenas uma condição de contorno rígida que corresponde à condição externa.

(d) Condição de contorno de Flather: A condição de contorno de Flather é a combinação de SOMMERFELD (1949) e condições de continuidade. Esse tipo de condição de contorno é útil para fluxos barotrópicos, mas se torna instável quando os critérios de CFL entram em colapso (FLATHER, 1976).

(e) Condição contorno de Chapman: A condição limite de Chapman considera a propagação da onda de gravidade. Essa condição corresponde à elevação da superfície, que pressupõe que todos os sinais de saída se propagam na velocidade da onda em águas rasas de  $\sqrt{gD}$  e pode ser útil quando a condição Flather em campos 2D for aplicada conforme proposto (CHAPMAN, 1985).

(f) Condição de contorno radiacional: As condições de limite radiacional são baseadas nas equações de transporte nas bordas. No caso de aplicações realistas, há situações em que o fluxo de entrada e saída se encontra ao longo da mesma borda ou em profundidades diferentes, entretanto na mesma localização horizontal. Nessa condição de contorno, uma velocidade de fase normal local é calculada e usada para irradiar (ORLANSKI, 1976). Essa condição se torna problemática quando as ondas se aproximam do limite por determinado ângulo. RAYMOND e KUO, (1984) propõe um esquema modificado para explicar a propagação nas três direções. As velocidades de fase são limitadas para que a condição de CFL seja satisfeita. Essa condição é ideal em casos em que ondas se propagam para fora do domínio.

(g) Condição de contorno *nudging*: a camada de *nudging* é a região onde os dados do modelo são relaxados em relação aos dados externos. Nesse caso, um termo de *nudging* é incluído nas equações de marcadores e elevação de superfície. A escala de tempo de *nudging* na camada de *nudging* deve sempre ser maior que os pontos disponíveis nos pontos de limite. Um *nudging* moderado é útil para evitar desvios substanciais, enquanto um *nudging* forte pode levar ao excesso de especificações e detalhamento (MARCHESIELLO; MCWILLIAMS; SHCHEPETKIN, 2001).

(h) Condição de contorno mista (*nudging* e radiacional): se comporta com condições radiacional na saída e *nudging* para um certo valor exterior na entrada (MARCHESIELLO; MCWILLIAMS; SHCHEPETKIN, 2001). Essa opção é implementada

por meio de um esquema de radiacional que requer dois parâmetros de escala de tempo, um para entrada e outro para escalas de tempo de *nudging* de saída.

(j) Esponja: a camada de esponja é a região com maior viscosidade horizontal perto dos limites abertos. Foi demonstrado que a inclusão da camada de esponja absorve os distúrbios e suprime o ruído associado às condições radiacionais (PALMA; MATANO, 2000). A metodologia da camada de esponja foi aplicada em uma ampla gama de modelagens numéricas devido à sua maneira simples e eficiente para resolver problemas de redundância ou superespecificação (MARCHESIELLO; MCWILLIAMS; SHCHEPETKIN, 2001). As camadas de esponja geram bons resultados, principalmente para as ondas dispersivas de saída (TANG; GRIMSHAW, 1996).

Além das opções acima, o ROMS também oferece uma combinação diferente de condições de contorno para superfície livre com outros campos 2D. As condições Chapman e Clamped são úteis para forçantes de marés. Já as condições de limite de radiacional e de gradiente são condições de limites abertas, sem forçamentos externos. Ambas incluem a opção de coeficiente de *nudging*. A condição de limite de Chapman é descartada para condições de limite de momento 2D, devido à intrusão da propagação da onda de gravidade nos campos de velocidade. As condições de contorno de Flather e de física reduzida agora são incluídas para campos de momento 2D no ROMS.

Para modelos atmosféricos como o WRF, as CCLs apresentam uma abordagem diferente, com o aumento da altura acima da superfície da Terra, os limites do modelo são abertos. Nas regiões de fronteiras, as informações sobre velocidade, direção e temperatura das massas de ar devem ser transferidas a partir de regiões fora do domínio do modelo, e na maioria das vezes as resoluções espaciais e temporais desses dados são muito menores que a resolução espacial e temporal do próprio modelo.

Existem três classes de CCL para o WRF, a específica; a periódica; e rígida. As classes de CCL específicas são mais utilizadas em simulações reais. Os valores no tempo de todas as variáveis dependentes dos modelos são adicionados em cada uma das bordas do domínio. As CCL periódicas são amplamente utilizadas em simulações idealizadas, onde as informações de saída do modelo alimentam os dados de entrada em lados opostos do domínio. E por último a classe de CCL rígidas, é utilizada apenas em simulações idealizadas, caracterizada por uma ou mais laterais se comportando como uma parede impermeável pela qual nenhuma informação é transmitida para dentro

do domínio do modelo, logo todos os fenômenos externos que atingem essa parede não influenciam a simulação.

Para além das características gerais, as CCL específicas podem ser configuradas de dois modos diferentes. Na primeira os dados de análises e previsão, obtidos previamente, são utilizados como condição determinante de CCL para o domínio. Além disso, a troca de informações ocorre *one-way*, ou seja, apenas os dados iniciais transmitem informação para o domínio. Na segunda configuração, tanto os dados de CCL quanto o domínio interno são executados simultaneamente, com um aninhamento *two-way*, com troca de informações entre o domínio externo e o interno.

Normalmente os valores do domínio interno diverge, com o passar do tempo, dos valores da CCL, principalmente em simulações *one-way*. Desta forma, o WRF apresenta uma zona de relaxamento nas proximidades dos limites das CCL, que atua para minimizar os gradientes acentuados pela diferença dos dados de entrada com o domínio interno. A largura dessa zona é um valor livre, que varia de acordo com a implementação da simulação.

### 3.5 INICIALIZAÇÃO

Nesse estudo foi realizado um estudo de caso, com uma simulação de dois meses, de 01 de julho de 2014 a 31 de agosto de 2014. As parametrizações do WRF foram baseadas em SILVA et al. (2018), e para o ROMS foram adaptadas as parametrizações a partir do estudo de caso em WARNER et al. (2010). As principais informações sobre as configurações dos modelos podem ser vistas na Tabela 1 para o ROMS, e na Tabela 2 para o WRF.

As condições iniciais para o WRF foram obtidas dos dados do NCEP/FNL. Para um evitar erros associados às fronteiras nos dados do WRF, foram criados dois domínios, o primeiro com resolução espacial de 12 km e o segundo com resolução de 3 km, ambos conectados em *two-way* (Figura 6).

Na simulação oceânica, foram utilizados os dados obtidos pelo HYCOM na construção das condições iniciais e de contorno, e o domínio do ROMS com resolução espacial de 1 km (Figura 6), com o objetivo de analisar efeitos de mesoescala nas

proximidades do Arquipélago de Fernando de Noronha. Ambos os modelos realizam trocas de informações entre os domínios.

Tabela 1 - Configuração do ROMS

| <b>Parâmetros de configuração do modelo</b>   | <b>Configuração</b>   |
|---|---|
| Dinâmica                                      | Hidrostático  |
| Domínio do modelo                             | 33°30'O – 30°30'O; 5°30'S – 2°30'S                              |
| Resolução horizontal                          | 1 km  |
| Projeção                                      | Mercator  |
| Sistema de grade horizontal                   | Grade Arakawa-C   |
| Time-step de integralização                   | 10 segundos para o baroclínico<br>2 segundos para o barotrópico |
| Coordenadas verticais                         | 30 níveis de coordenadas sigma                                  |
| Discretização temporal                        | Leap-frog   |
| Discretização de diferenciação espacial       | Diferenciação numérica centrada de 6ª ordem                     |
| Parametrização de mistura vertical            | GenericLengthScale (GLS)  |
| Profundidade máxima do domínio                | 500 m   |
| Profundidade mínima do domínio                | 0 m   |
| Coefficiente de expansão térmica              | $1,7 \times 10^{-4}$  |
| Coefficiente linear de arrasto de fundo       | $3 \times 10^{-4}$ m/s  |
| Valor de referência para a densidade          | 1025 kg/m <sup>3</sup>  |
| Condições de contorno lateral                 | Mista aberta (Radiacional e <i>nudging</i> )                    |
| Fator de alongamento de ( $\sigma$ ) no fundo | 0,1   |
| Vtransform                                    | 2   |
| Vstretching                                   | 2   |

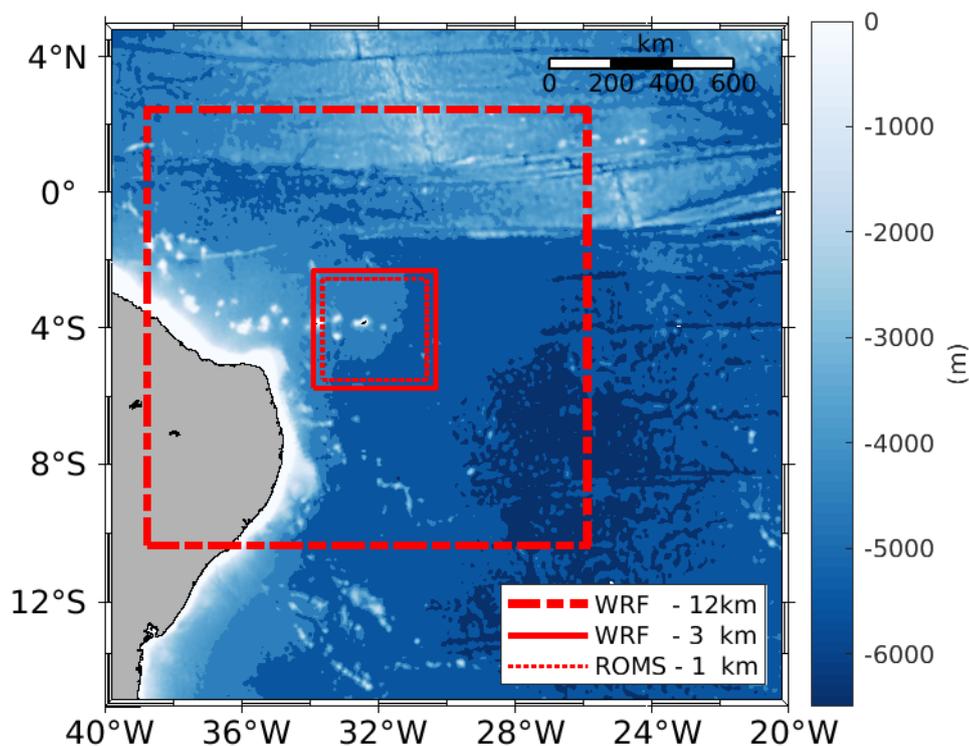
Fonte: O autor (2021).

Tabela 2 - Configuração do modelo WRF

| <b>Parâmetros do modelo WRF</b>         | <b>Configuração</b>  |
|---|--|
| Dinâmica                                | Não hidrostático   |
| Domínio do modelo                       | 38°O – 25°O; 10°S – 2°N<br>34°O – 30° O; 5°S – 2°S   |
| Resolução horizontal                    | 12 km<br>3 km  |
| Projeção                                | Mercator   |
| Sistema de grade horizontal             | Grade Arakawa-C  |
| Time-step de integralização             | 60 s   |
| Coordenadas verticais                   | Coordenadas verticais de pressão hidrostática seguindo o terreno com 42 níveis (eta) verticais   |
| Discretização temporal                  | Runge-Kutta de 3ª ordem  |
| Discretização de diferenciação espacial | Diferenciação numérica centrada de 6ª ordem  |
| Microfísica                             | WRF Single-Moment (WSM). Esquema Graupel – classe 6  |
| Esquema de radiação                     | RRTMG para ondas curtas e longas   |
| Parametrização da camada de superfície  | CCLM4  |
| Física da camada limite planetária      | Esquema de energia cinética turbulenta de 3º nível de Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino, funciona apenas com MYNNSCF (sf_sfclay_physics = 5) |
| Esquema de cumullus                     | Kain-Fritsch   |

Fonte: O autor (2021).

Figura 6 - Identificação do domínio e resolução do modelo oceânico (ROMS) e domínios e resoluções do modelo atmosférico (WRF), acoplados no COAWST.



Fonte: O autor (2021).

### 3.6 VALIDAÇÃO E ESTATÍSTICA

Para avaliar os resultados do modelo, a validação com observações é o requisito básico. Vários parâmetros estatísticos, como Índice de concordância, raiz quadrada do erro quadrático médio, desvio padrão e tendência, foram calculados para as saídas da simulação para quantificar estatisticamente o desempenho das simulações.

Todas as análises foram realizadas extraindo-se a saída da simulação no mesmo ponto de grade dos dados observacionais. A validação estatística baseou-se na análise objetiva de erros e índice de concordância.

As ferramentas descritas oferecem uma alternativa às comparações estatísticas feitas em pontos de coleta isolados, por isso muitas das vezes os valores modelados estão em desvantagem (ANTHES et al., 1989).

Um dos métodos estatísticos necessários para a calibração das simulações é a Estimativa Primária ( $d_i$ ), que consiste na discrepância média entre os valores simulados e os observados em cada ponto de grade da malha aninhada.

$$d_i = X_{is} - X_{os} \quad (45)$$

Onde,  $X_{is}$  é a variável simulada e  $X_{os}$  a variável observada em um determinado ponto de grade, sendo assim quanto mais  $d_i$  se distanciar de zero maior será a discrepância do resultado, e por outro lado quando o valor se aproxima de zero, melhor o resultado e conseqüentemente, pode-se considerar o modelo ajustado.

Por se tratar de uma análise simples, a  $d_i$  não apresenta os possíveis diferentes erros que possam ocorrer na simulação, porém a partir desta análise podem ser encontradas diversas formas de verificar tais informações, como o BIAS ou viés, também conhecido como a média do erro sistemático, definido da seguinte forma:

$$ME = BIAS = \bar{d} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N d_i \quad (46)$$

O BIAS não é sensível aos erros individuais e, portanto, não pode ser usado como medida da precisão do modelo. Apesar da capacidade de dar uma ideia de erros sistemáticos, no BIAS erros individuais positivos e negativos de mesma magnitude se cancelam no somatório. A média dos erros absolutos (Erro Médio Absoluto ou EMA, em inglês *Mean Absolute Error - MAE*) contorna esse problema. Por ser menos afetado por valores discrepantes (ou *outliers*) o MAE é mais preciso e robusto como medida da capacidade dos modelos de reproduzir a realidade. O MAE é definido como:

$$MAE = |\bar{d}| = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N d_i \quad (47)$$

Um problema do MAE é a baixa sensibilidade à grandes erros, dessa forma uma medida usada com frequência para a verificação da precisão de modelos numéricos é o erro quadrático médio (EQM ou do inglês *MSE*), como o próprio nome diz o erro é quadrado e sendo assim, mais capaz de analisar grandes erros. O MSE é descrito pela equação:

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (d_i)^2 \quad (48)$$

Para que a acurácia do modelo esteja na mesma unidade das variáveis, utiliza-se a raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE), definido como:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (d_i)^2} \quad (49)$$

Contudo, os métodos citados não demonstram as amplitudes das diferenças medidas entre os valores simulados e observados, por não serem limitados. Para contornar essa limitação, o Índice de Concordância (IC), proposto por WILLMOTT (1982), é aplicado aos dados. O IC varia de 0 a 1, sendo este último o valor ideal, que indica máxima concordância.

$$IC = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (X_{is} - X_{os})^2}{\sum_{i=1}^N (|X_{is} - \bar{X}_{os}| + |X_{os} - \bar{X}_{os}|)^2} \quad (50)$$

Para o qual  $\bar{X}_{os}$  e  $\bar{X}_{is}$  são as médias dos valores observados e simulados, respectivamente.

Outro método de avaliação de modelos numéricos é o Diagrama de Taylor, que fornece uma representação gráfica das proximidades dos valores simulados com as observações. A similaridade entre quaisquer simulações ou conjunto de simulações quantificados em termos de sua concordância, valores de raiz quadrada média e desvios padrão, a amplitude de sua variação. De acordo com TAYLOR (2001), o diagrama é uma excelente ferramenta na avaliação dos múltiplos aspectos dos modelos dinâmicos e também na determinação da habilidade relativa dos diferentes modelos de simular a realidade. De forma geral, o diagrama de Taylor é caracterizado pela relação estatística entre dois campos, um campo simulado por um modelo e um campo de referência, baseado nas observações. As médias dos campos são subtraídas antes de calcular suas estatísticas de segunda ordem, portanto, o diagrama não fornece informações sobre tendências gerais, mas apenas caracteriza o erro de padrão centralizado (TAYLOR, 2001).

É importante notar que a proximidade da realidade por uma simulação depende de diversos fatores estocásticos das simulações de mesoescala, os quais aumentam

conforme a escala espacial do domínio numérico diminui (ANTHES, 1983). Segundo ANTHES et al. (1989), no geral, as estatísticas de verificação podem indicar um resultado ruim, embora as simulações sejam bastante realistas.

Métodos estatísticos foram aplicados às saídas do modelo COAWST com o intuito de validar as simulações através da comparação com dados observacionais, que foram comparados diretamente em frequência horária, aos dados de CTD e às reanálises, sem filtro ou correção aplicada ao modelo COAWST. Desta forma foi possível otimizar o desempenho do modelo, a partir da escolha da melhor malha simulada e condições de contorno lateral, verificar possíveis erros e ajustar as simulações para a malha aninhada da área de estudo.

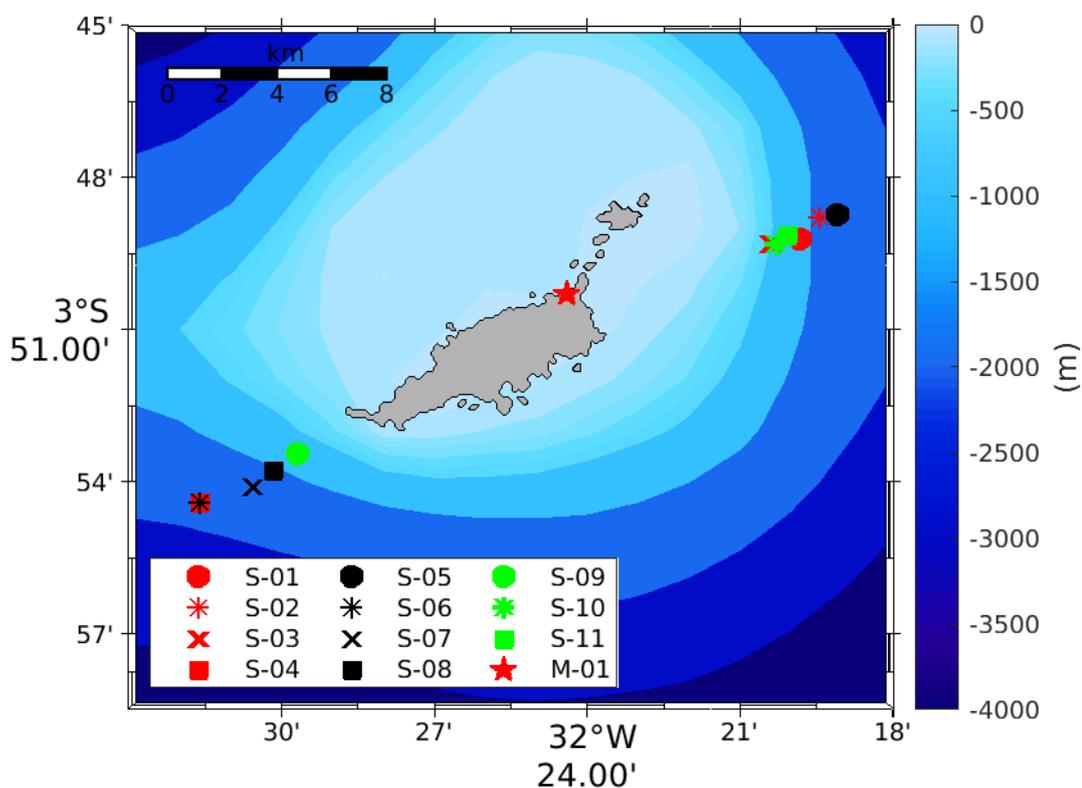
Para a comparação de variáveis atmosféricas foram utilizados valores obtidos por lançamento de radiossondas durante a primeira semana de simulação - entre 1 e 8 de julho de 2014 - na estação do INMET em Fernando de Noronha (Figura 7).

## 4 RESULTADOS

### 4.1 VALIDAÇÃO

Nessa seção os resultados obtidos da simulação são comparados com os dados observados. Para a validação no oceano foram utilizados 11 perfis verticais de CTD (*Conductivity, Temperature, and Depth*) e 16 perfis de ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*), provenientes da campanha oceanográfica Camadas Finas IV (CFIV), realizada nos dias 6 e 7 de julho de 2014.

Figura 7 - Localização dos perfis de CTD (S) e estação meteorológica (M).



Fonte: O autor (2021).

#### 4.1.1 Validação de dados oceânicos

Os perfis de temperatura podem ser vistos na Figura 8. Como esperado, as maiores temperaturas foram encontradas na superfície em todos os perfis.

É observado que até os 50 m os dados do ROMS e do CTD apresentam valores muito aproximados e uma curva com comportamento semelhante. Abaixo dos 50 m a simulação apresenta temperaturas mais baixas, resfriando mais rapidamente com a profundidade. Entretanto em 125 m os valores voltam a se aproximar e a curva se comporta da mesma maneira. Nos dados observados a diminuição da temperatura no oceano varia de 60 m em S-08 até 100 m em S-06, S-07 e S-09.

A relação entre a temperatura simulada e observada é vista no diagrama de Taylor (Figura 9). Todos os perfis apresentam IC superior a 0,7, desvio padrão menor que 7°C e o RMSE inferior a 6.

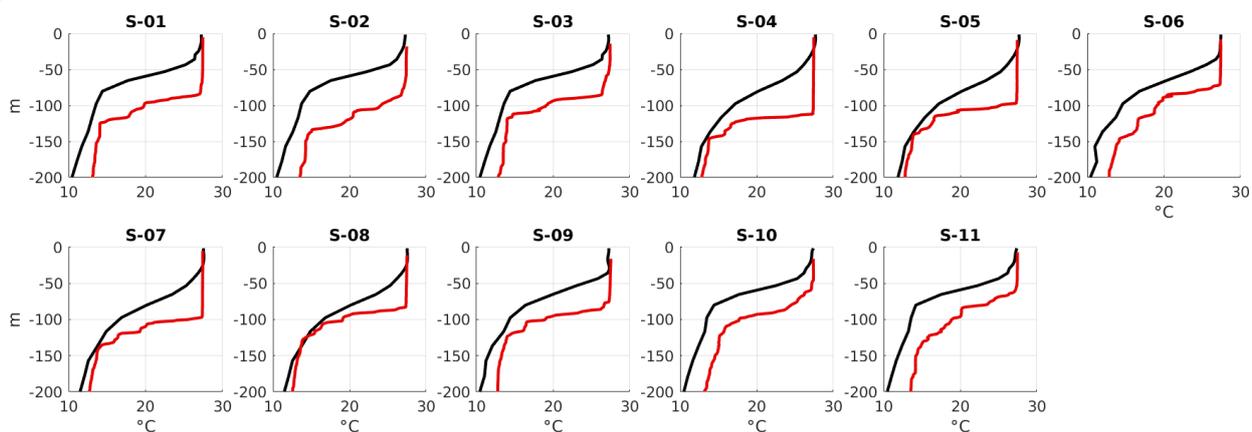
Os valores médios para BIAS, RMSE, IC e desvio padrão (Tabela 3) foram -2,57, 4,01, 0,79 e 5,68, respectivamente. O comportamento negativo do BIAS indica que os perfis modelados subestimaram a temperatura em todos os pontos. A estação S-01 apresentou maior valor absoluto para o BIAS/ME (4,09) e RMSE (5,59) e menor valor de IC (0,73), já S-10 apresentou os melhores resultados com BIAS/ME absoluto de 1,24, menor RMSE de 2,32 e IC de 0,88.

Tabela 3 - Validação para os perfis de temperatura do oceano na região de estudo.

| <b>TEMPERATURA</b> |                      |             |           |             |
|--------------------|----------------------|-------------|-----------|-------------|
| <b>Estação</b>     | <b>Desvio Padrão</b> | <b>RMSE</b> | <b>IC</b> | <b>BIAS</b> |
| S-01               | 6,6100               | 5,5936      | 0,7297    | -4,0974     |
| S-02               | 6,6864               | 4,1976      | 0,8128    | -3,1407     |
| S-03               | 5,9014               | 4,1316      | 0,8017    | -2,8482     |
| S-04               | 5,3987               | 4,8333      | 0,7469    | -2,9762     |
| S-05               | 6,5563               | 4,5194      | 0,7844    | -2,9849     |
| S-06               | 3,9484               | 4,1089      | 0,7203    | -2,2493     |
| S-07               | 5,3788               | 3,4609      | 0,7904    | -1,8831     |
| S-08               | 5,6315               | 3,4135      | 0,8311    | -2,2487     |
| S-09               | 4,0777               | 3,6807      | 0,7466    | -1,9587     |
| S-10               | 5,5225               | 2,3201      | 0,8784    | -1,2427     |
| S-11               | 6,8251               | 3,8844      | 0,8227    | -2,6629     |

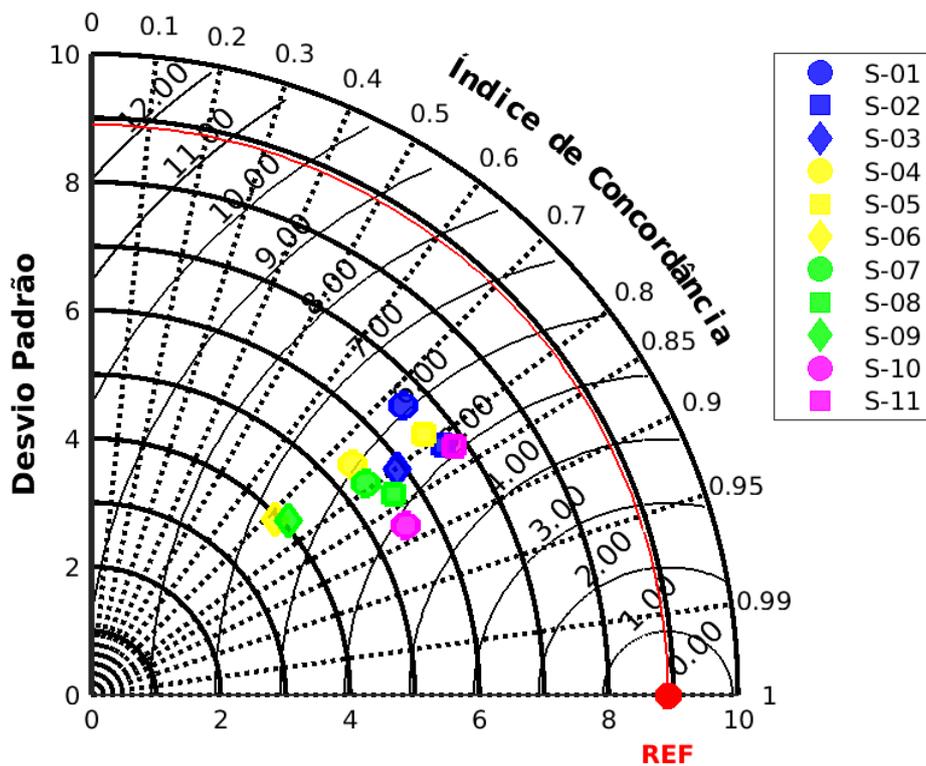
Fonte: O autor (2021).

Figura 8 - Perfis de temperatura. CTD em linha preta, ROMS em linha vermelha.



Fonte: O autor (2021).

Figura 9 - Diagrama de Taylor para perfis de temperatura. Linha preta indicando valores do RMSE, linha preta em negrito para o desvio padrão e linha pontilhada para o índice de concordância (IC).



Fonte: O autor (2021).

As estatísticas médias de BIAS, RMSE, IC e desvio padrão da salinidade (Tabela 4) foram -0,04, 0,23, 0,80 e 0,34. Considerando os baixos valores do BIAS e erro médio, e que o IC foi alto. Pode-se afirmar que os resultados da simulação foram próximos dos observacionais. Diferente da temperatura cujos vieses foram apenas negativos, a salinidade apresentou também valores positivos.

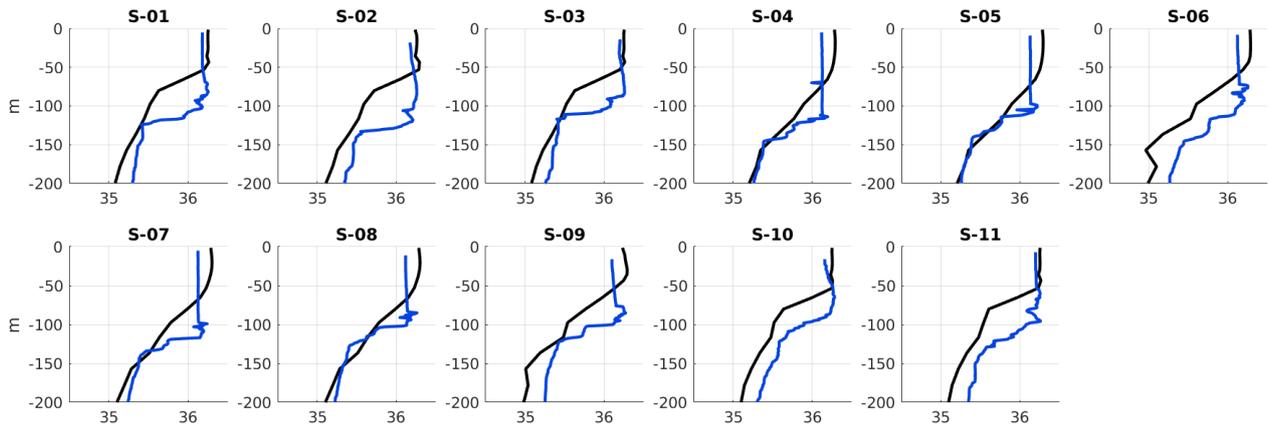
Tabela 4 - Validação para os perfis de salinidade na região de estudo.

| <b>SALINIDADE</b> |                      |             |           |             |
|-------------------|----------------------|-------------|-----------|-------------|
| <b>Estação</b>    | <b>Desvio Padrão</b> | <b>RMSE</b> | <b>IC</b> | <b>BIAS</b> |
| S-01              | 0,4456               | 0,3038      | 0,7959    | -0,1534     |
| S-02              | 0,4574               | 0,2466      | 0,8537    | -0,1339     |
| S-03              | 0,3375               | 0,2655      | 0,7834    | -0,1085     |
| S-04              | 0,2870               | 0,2716      | 0,7546    | -0,0841     |
| S-05              | 0,4248               | 0,2425      | 0,8307    | -0,1075     |
| S-06              | 0,1585               | 0,1829      | 0,6997    | 0,0765      |
| S-07              | 0,2971               | 0,1374      | 0,8796    | 0,0792      |
| S-08              | 0,3450               | 0,2668      | 0,8034    | -0,0240     |
| S-09              | 0,2029               | 0,2157      | 0,7307    | 0,0529      |
| S-10              | 0,3297               | 0,1667      | 0,8677    | 0,0739      |
| S-11              | 0,5118               | 0,2683      | 0,8645    | -0,0917     |

Fonte: O autor (2021).

Os perfis de salinidade (Figura 10) resultantes da simulação do ROMS apresentaram maior variação do que os perfis medidos. Nos primeiros 50 m de profundidade a salinidade apresentou valores muito próximos dos observados. No entanto a base haloclina da simulação ficou na média dos 100 m, enquanto que nos perfis medidos esteve entre 50 e 75 m.

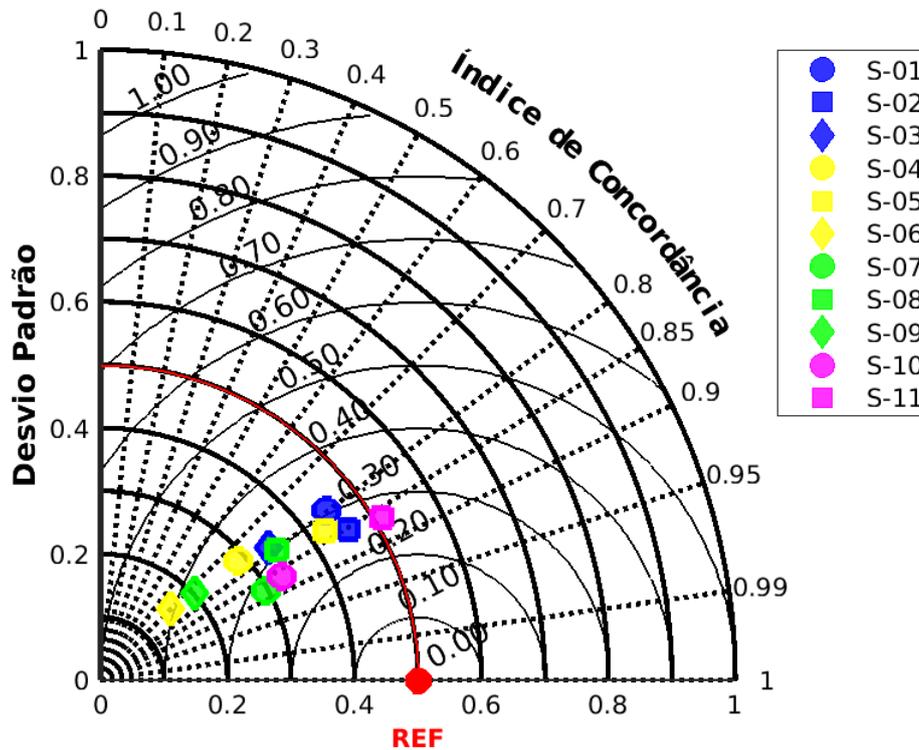
Figura 10 - Perfis de salinidade. CTD em linha preta, ROMS em linha azul.



Fonte: O autor (2021).

A comparação estatística entre a salinidade simulada e observada é mostrada no diagrama de Taylor (Figura 11). O IC foi maior que 0,7, o RMSE abaixo de 0,3 e um desvio padrão menor que 0,6 para os 11 perfis.

Figura 11 - Diagrama de Taylor para os perfis de salinidade. Linha preta indicando valores do RMSE, linha preta em negrito para o desvio padrão e linha pontilhada para o índice de concordância (IC).



Fonte: O autor (2021).

Na comparação dos valores para os perfis de velocidade, o IC médio foi de 0,54, com maior concordância (0,66) em 55 m de profundidade e menor (0,43) em 85 m. O BIAS médio foi de -0,05 e apresentou valores negativos em todas as profundidades (Tabela 5), indicando que as velocidades modeladas subestimaram velocidades observadas. O menor BIAS foi observado em 105 m (-0,01) e o maior em 35 m (-0,07).

Para fins de comparação, foram selecionadas dos dados do ADCP, profundidades específicas, mais próximas das profundidades simuladas. Para tanto, as velocidades foram integradas para as profundidades de 35, 45, 55, 75, 85, 105, 125 e 155 m. Dessa forma foi possível realizar uma validação da velocidade das correntes simuladas em diferentes camadas do oceano, os resultados podem ser observados no diagrama de Taylor na Figura 12 e na Tabela 5.

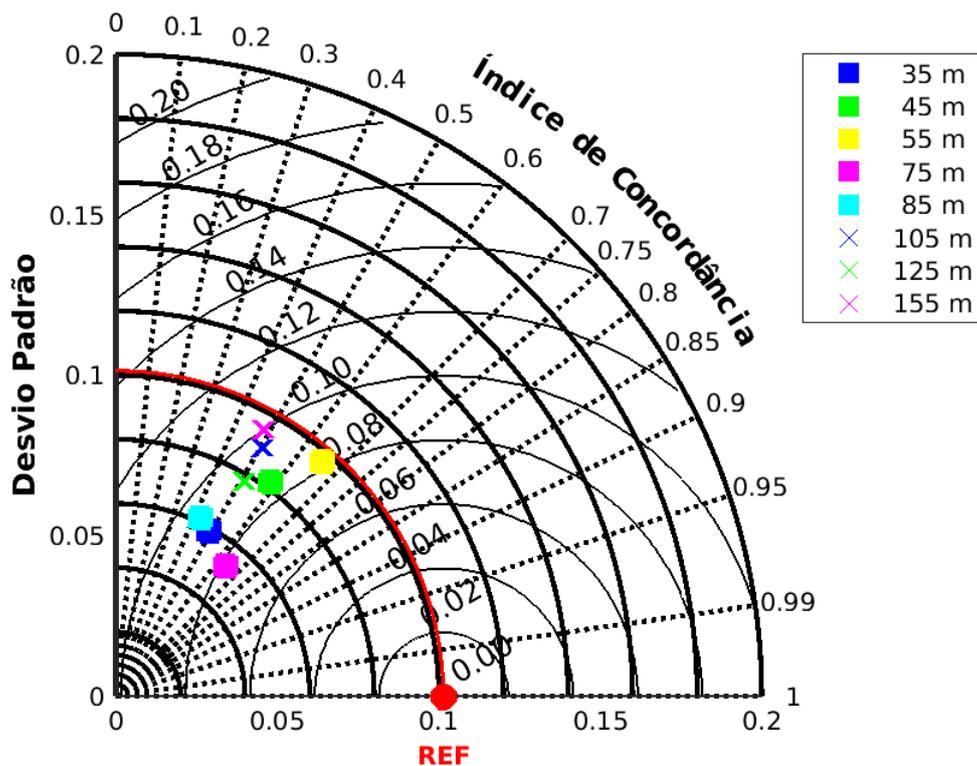
O desvio padrão médio foi de 0,08, o maior desvio padrão foi observado em 55 m (0,09) e o menor em 75 m de profundidade (0,05). Em relação ao RMSE, o valor médio foi de 0,14, com máximo em 105 m (0,16) e o mínimo em 75 m (0,07).

Tabela 5 - Validação para os perfis de velocidade da corrente simulada pelo modelo COAWST em relação as velocidades do ADCP.

| VELOCIDADE |               |        |        |         |
|------------|---------------|--------|--------|---------|
| Estação    | Desvio Padrão | RMSE   | IC     | BIAS    |
| 35 m       | 0,0590        | 0,1353 | 0,4889 | -0,0724 |
| 45 m       | 0,0820        | 0,1376 | 0,5837 | -0,0635 |
| 55 m       | 0,0971        | 0,1251 | 0,6584 | -0,0408 |
| 75 m       | 0,0529        | 0,0709 | 0,6418 | -0,0286 |
| 85 m       | 0,0613        | 0,1477 | 0,4269 | -0,0536 |
| 105 m      | 0,0898        | 0,1624 | 0,5027 | -0,0110 |
| 125 m      | 0,0780        | 0,1575 | 0,5078 | -0,0636 |
| 155 m      | 0,0947        | 0,1899 | 0,4798 | -0,0692 |

Fonte: O autor (2021).

Figura 12 - Diagrama de Taylor para os perfis de velocidade. Linha preta indicando valores do RMSE, linha preta em negrito para o desvio padrão e linha pontilhada para o índice de concordância (IC).



Fonte: O autor (2021).

Nestas análises, apenas 2 dias de coletas foram realizados nas proximidades de Fernando de Noronha, em 6 e 7 de julho de 2014, totalizando 11 perfis de CTD. Porém, as análises estatísticas entre os resultados da simulação e os dados observados

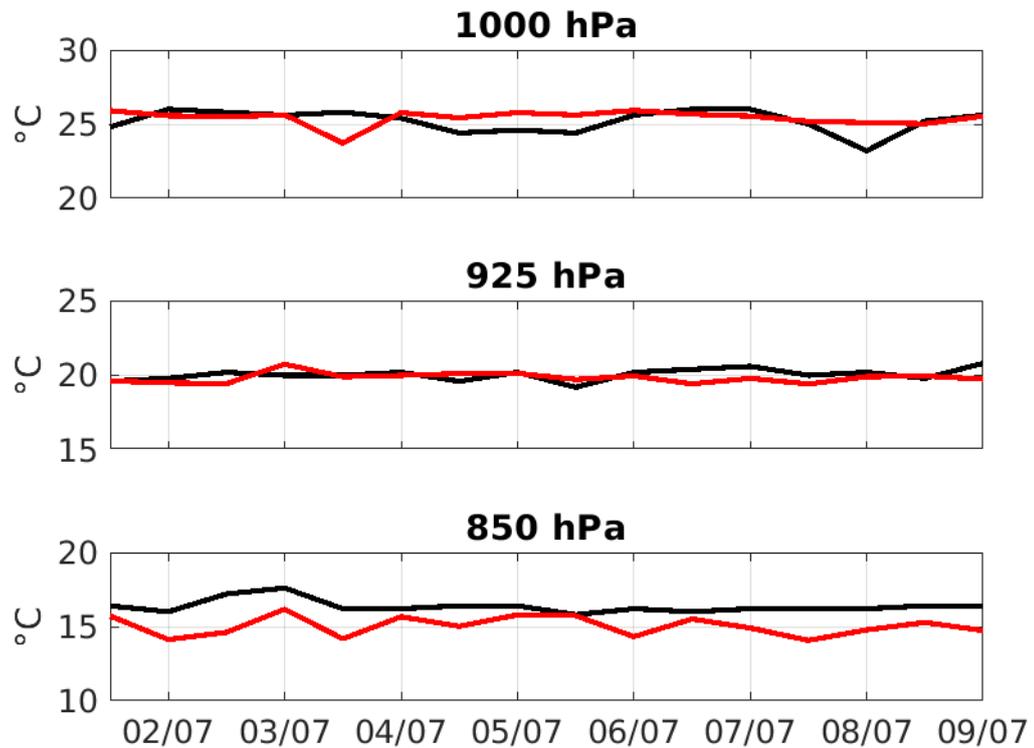
permitem afirmar que foram encontradas baixas discrepâncias e bom IC, principalmente para a temperatura e salinidade (entre 0,75 e 0,9). As velocidades apresentaram IC um pouco mais baixo, 0,4 e 0,7, ainda que o BIAS médio tenha sido de -0,05.

#### **4.1.2 Validação de dados atmosféricos**

Os perfis verticais das variáveis prognósticas do WRF foram comparados com radiossondagens realizadas duas vezes ao dia (00Z e 12Z) na estação meteorológica M-01 (Figura 7), localizada a nordeste de Fernando de Noronha, durante a semana entre 1 e 8 de julho de 2014. Foram analisados três diferentes níveis coincidentes entre os dados da simulação e das radiossondas, são eles 1000 hPa, 925 hPa e 850 hPa. A validação foi realizada para temperatura e umidade relativa do ar, assim com velocidade e direção do vento, nos três níveis.

Na série temporal (Figura 13) observa-se o comportamento da temperatura do ar da primeira semana de simulação do modelo COAWST, os valores estiveram dentro do esperado, e se comportaram de forma similar aos observados. A maior diferença apareceu em 850 hPa onde o modelo subestimou as temperaturas, nesse mesmo nível foi encontrado o menor IC para a temperatura (0,47) e maior desvio padrão (0,65). No geral, o BIAS da série temporal foi de -0,44, com maior valor absoluto em 1000 hPa (0,21). O desvio padrão médio, para todos os níveis, foi de 0,49 e o RMSE 1,01. A Tabela 6 e a Figura 14 mostram os resultados das análises estatísticas entre a simulação e as radiossondagens.

Figura 13 - Série temporal para temperatura do ar (°C) em 1000hPa, 925hPa e 850hPa. Entre 12:00 de 01/07/2014 à 00:00 de 09/07/2014. Linha preta para radiossonda e linha vermelha para o WRF.



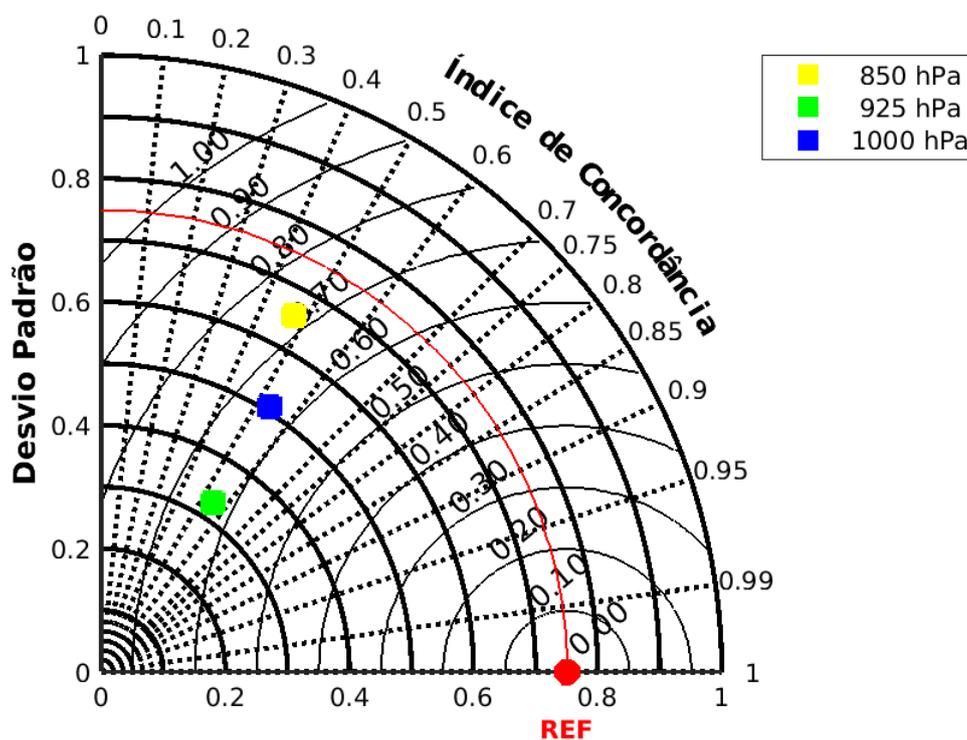
Fonte: O autor (2021).

Tabela 6 - Validação para a temperatura do ar simulada pelo modelo COAWST em relação as radiossondagens, para os níveis em hPa.

| <b>TEMPERATURA DO AR</b> |                      |             |           |             |
|--------------------------|----------------------|-------------|-----------|-------------|
| <b>Níveis</b>            | <b>Desvio Padrão</b> | <b>RMSE</b> | <b>IC</b> | <b>BIAS</b> |
| 1000 hPa                 | 0,5077               | 0,9344      | 0,5342    | 0,2174      |
| 925 hPa                  | 0,3286               | 0,5598      | 0,5475    | -0,2135     |
| 850 hPa                  | 0,6553               | 1,5530      | 0,4730    | -1,3251     |

Fonte: O autor (2021).

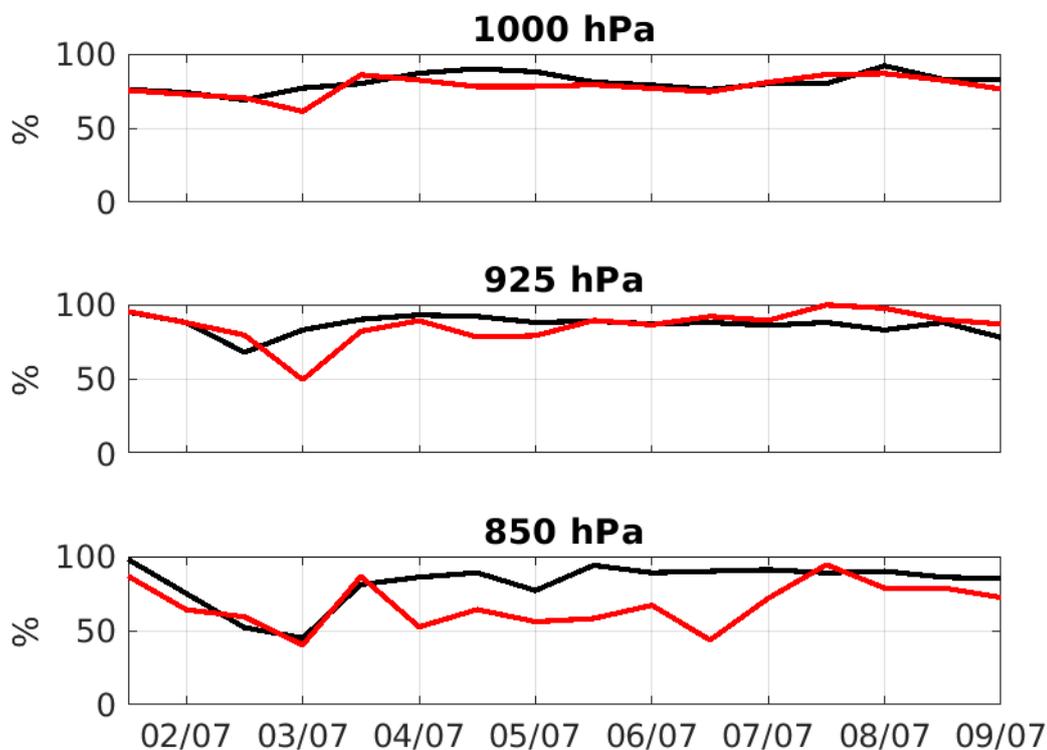
Figura 14 - Diagrama de Taylor para diferentes níveis de temperatura do ar. Linha preta indicando valores do RMSE, linha preta em negrito para o desvio padrão e linha pontilhada para o índice de concordância (IC).



Fonte: O autor (2021).

A série temporal para umidade relativa do ar (Figura 15), demonstra o comportamento durante a semana entre os valores simulados e observados. Em 1000 hPa e 925 hPa a umidade relativa do ar apresenta comportamento similar às observações, com exceção do dia 3 de julho, onde os valores de umidade relativa do ar modelados estão abaixo do observado em todos os níveis. Em 850 hPa entre o dia 3 e 7, os valores de umidade modelados subestimaram em torno de 40% os dados observados.

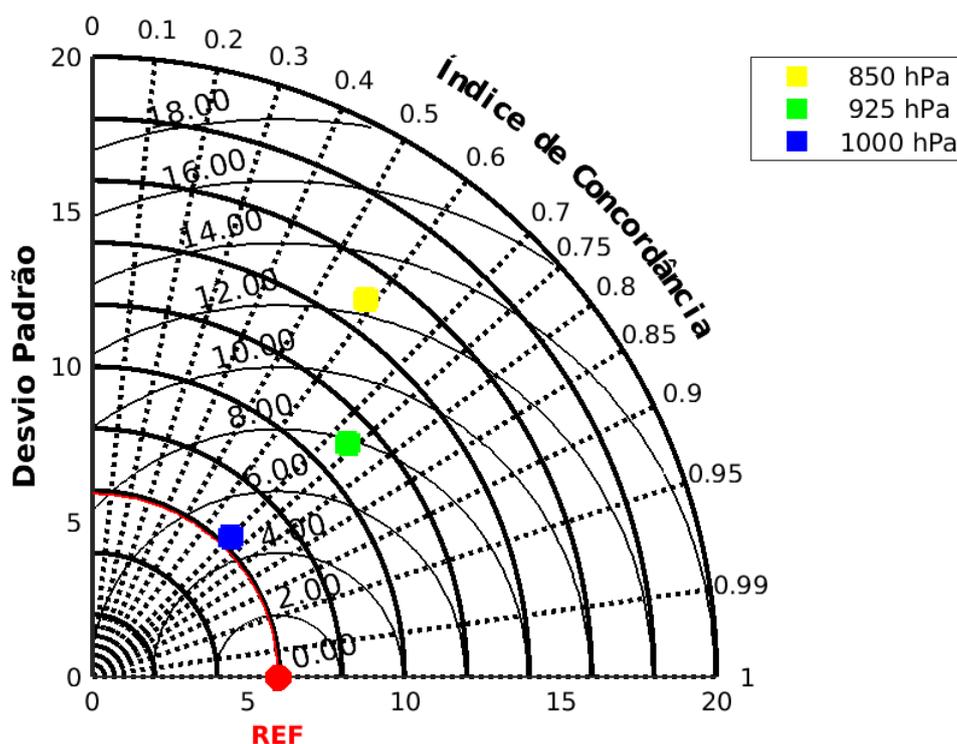
Figura 15 - Série temporal para umidade relativa do ar (%) em 1000 hPa, 925 hPa e 850 hPa. Entre 12:00 de 01/07/2014 à 00:00 de 09/07/2014. Linha preta para radiossonda e linha vermelha para o WRF.



Fonte: O autor (2021).

A validação estatística para a umidade relativa do ar é apresentada no diagrama de Taylor (Figura 16) e na Tabela 7. O desvio padrão médio para os três níveis foi de 10,82, considerando que o valor de umidade relativa é em porcentagem, o RMSE médio foi de 13,00, o IC médio 0,67 e o BIAS/ME -6,03. O menor IC foi encontrado em 850 hPa, assim como maiores valores para BIAS/ME, RMSE e desvio padrão. Os valores de BIAS/ME foram negativos em todos os níveis, indicando que os resultados da simulação subestimaram os valores de umidades relativa. No entanto, nos níveis inferiores, em 1000 e 925hPa, os valores modelados ficaram muito próximos das observações.

Figura 16- Diagrama de Taylor para diferentes níveis de umidade relativa do ar. Linha preta indicando valores do RMSE, linha preta em negrito para o desvio padrão e linha pontilhada para o índice de concordância (IC).



Fonte: O autor (2021).

Tabela 7 - Validação para a umidade relativa do ar simulada pelo modelo COAWST em relação as radiossondagens, para os níveis em hPa.

| UMIDADE RELATIVA DO AR |               |         |        |          |
|------------------------|---------------|---------|--------|----------|
| Níveis                 | Desvio Padrão | RMSE    | IC     | BIAS/ME  |
| 1000 hPa               | 6,3300        | 6,4829  | 0,7022 | -3,0083  |
| 925 hPa                | 11,1238       | 11,3167 | 0,7365 | -0,7253  |
| 850 hPa                | 14,9997       | 21,2096 | 0,5853 | -15,1770 |

Fonte: O autor (2021).

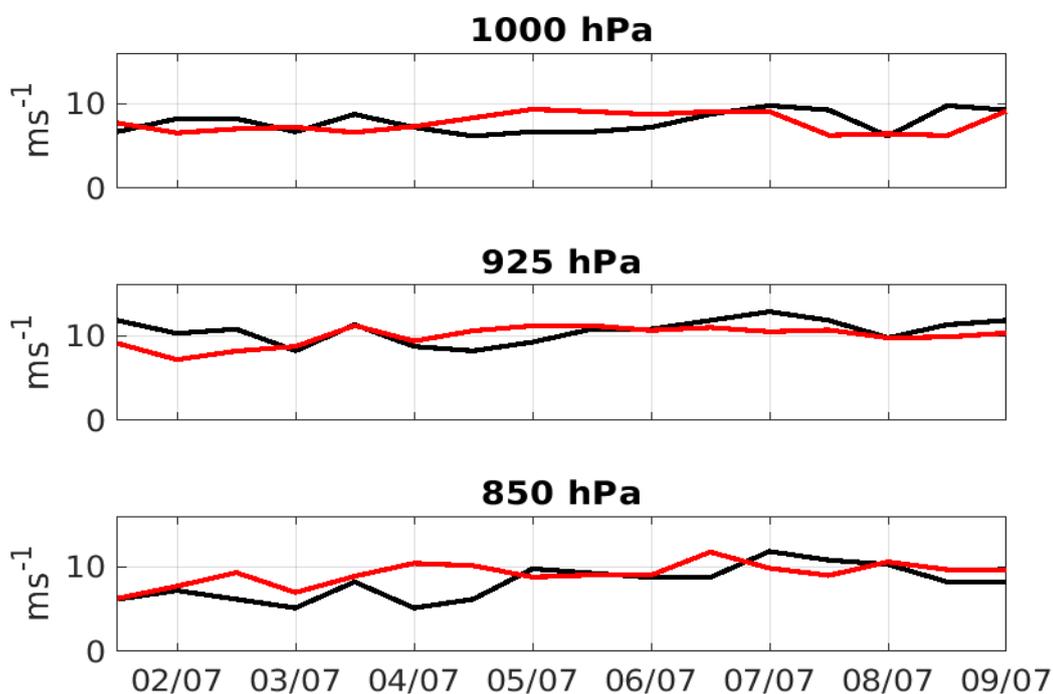
Em relação à velocidade e direção do vento, foram analisadas séries temporais para o mesmo período (Figuras 17 e 18). A velocidade do vento modelada apresentou valores muito próximos em relação ao observado, principalmente em 1000 e 925 hPa. Para a direção, o vento foi predominante de sudeste (próximo de 100°), em todos os níveis para a simulação e as radiossondagens, porém no dia 2 em 1000 hPa o modelo

apresentou um valor muito superior à média da semana, o mesmo aconteceu em 850 hPa, no dia 3, esse comportamento não foi observado pelas radiossondas.

As estatísticas médias dos três níveis de velocidade do vento apresentaram desvio padrão de 1,20, RMSE de 1,90, IC de 0,57 e BIAS/ME de 0,11. Detalhes dessas estatísticas estão contidos na Tabela 8. O melhor IC foi observado em 925 hPa e o pior em 850 hPa. Em relação ao desvio padrão, o maior valor foi observado em 850 hPa, enquanto nos níveis inferiores, em 1000 hPa e 925 hPa apresentaram um desvio um pouco menor. O maior RMSE foi em 850 hPa e o menor em 925 hPa. O menor BIAS/ME ocorreu em 1000 hPa e o maior em 850 hPa.

Para a direção os maiores valores de desvio padrão, RMSE e BIAS/ME foram observados em 850 hPa, por outro lado em 850 hPa foi encontrado o melhor IC, com valor de 0,7233.

Figura 17- Série temporal para a velocidade do vento (m/s) em 1000 hPa, 925 hPa e 850 hPa. Entre 12:00 de 01/07/2014 à 00:00 de 09/07/2014. Linha preta para radiossonda e linha vermelha para o WRF



Fonte: O autor (2021).

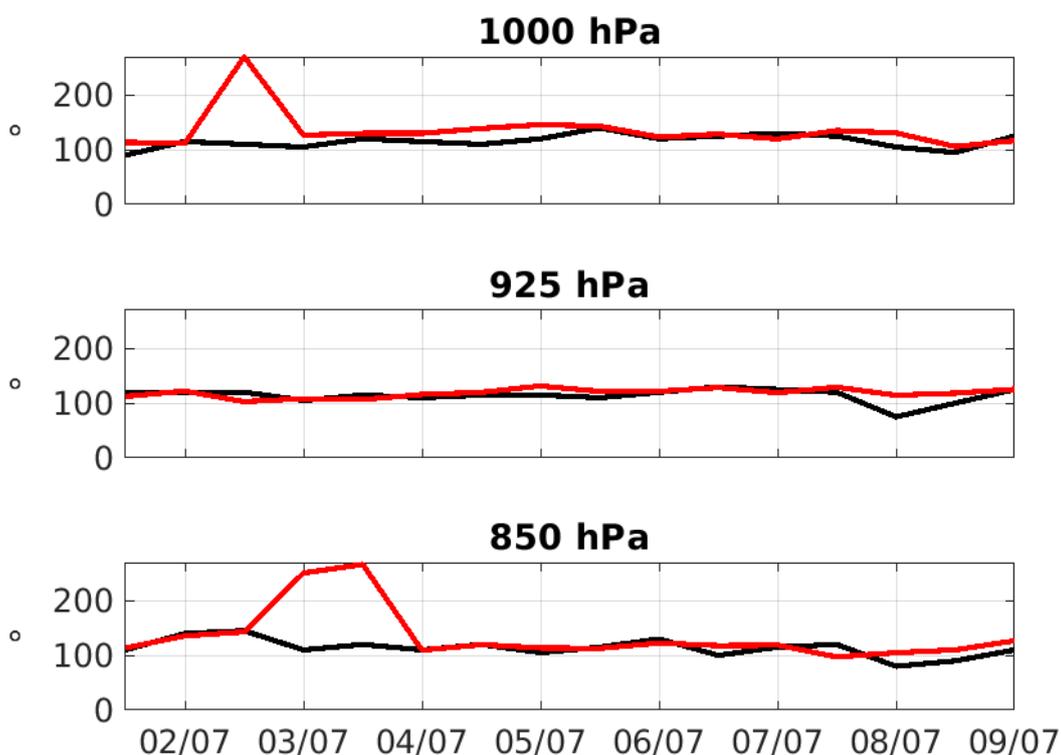
Tabela 8 - Validação para a velocidade do vento simulada pelo modelo COAWST em relação as radiossondagens, para os níveis em hPa.

| <b>VELOCIDADE DO VENTO</b> |                      |             |           |             |
|----------------------------|----------------------|-------------|-----------|-------------|
| <b>Níveis</b>              | <b>Desvio Padrão</b> | <b>RMSE</b> | <b>IC</b> | <b>BIAS</b> |
| 1000 hPa                   | 1,1436               | 1,8044      | 0,5933    | -0,0877     |
| 925 hPa                    | 1,1424               | 1,6939      | 0,6053    | -0,6305     |
| 850 hPa                    | 1,3189               | 2,2259      | 0,5119    | 1,0598      |

Fonte: O autor (2021).

A direção predominante foi de sudeste (Figura 18), no entanto em 1000 hPa, no dia 02/07, o modelo apresentou uma direção de norte, e em 850 hPa, no dia 03/07, o modelo também apresentou uma direção quase que oposta ao observado. Assim, as estatísticas (Tabela 9 e Figura 20) apresentaram menor desvio padrão, erro e BIAS em 925 hPa, no entanto a maior correlação foi em 850 hPa.

Figura 18- Série temporal para a direção do vento ( $^{\circ}$  ângulo em graus) em 1000 hPa, 925 hPa e 850 hPa. Entre 12:00 de 01/07/2014 às 00:00 de 09/07/2014. Linha preta para radiossonda e linha vermelha para o WRF.



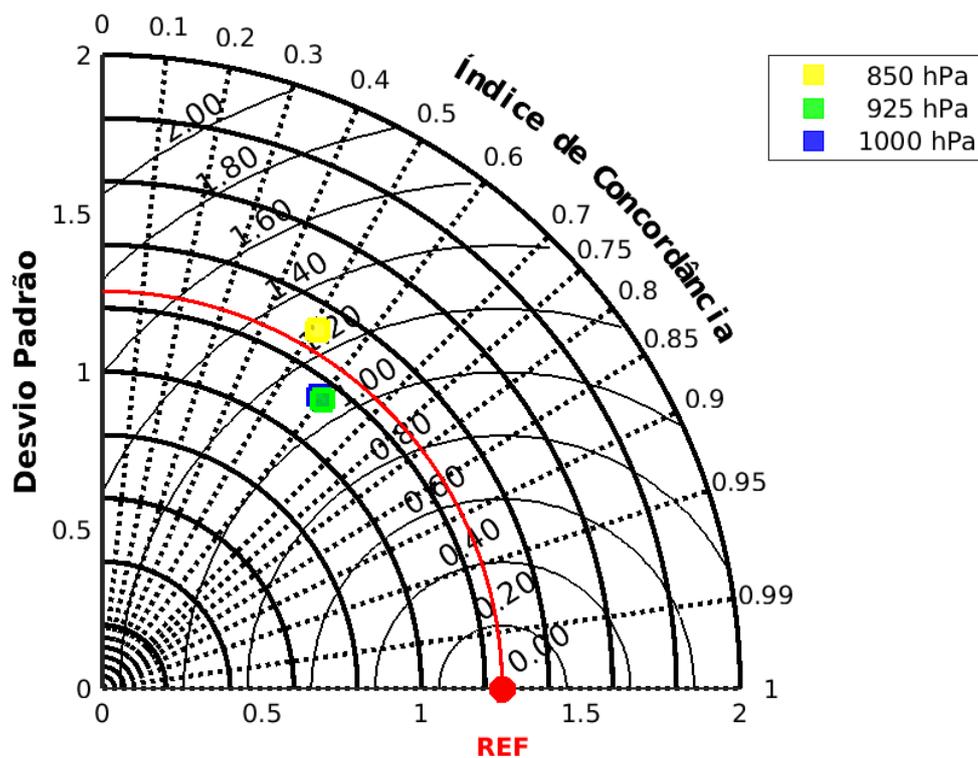
Fonte: O autor (2021).

Tabela 9 - Validação para a direção do vento simulada pelo modelo COAWST em relação as radiossondagens, para os níveis em hPa.

| <b>DIREÇÃO DO VENTO</b> |                      |             |           |                 |
|-------------------------|----------------------|-------------|-----------|-----------------|
| <b>Níveis</b>           | <b>Desvio Padrão</b> | <b>RMSE</b> | <b>IC</b> | <b>BIAS/MAE</b> |
| 1000 hPa                | 36,3653              | 42,9744     | 0,6986    | 19,9497         |
| 925 hPa                 | 7,9740               | 13,5341     | 0,5103    | 4,5708          |
| 850 hPa                 | 47,9114              | 52,1588     | 0,7233    | 21,4201         |

Fonte: O autor (2021).

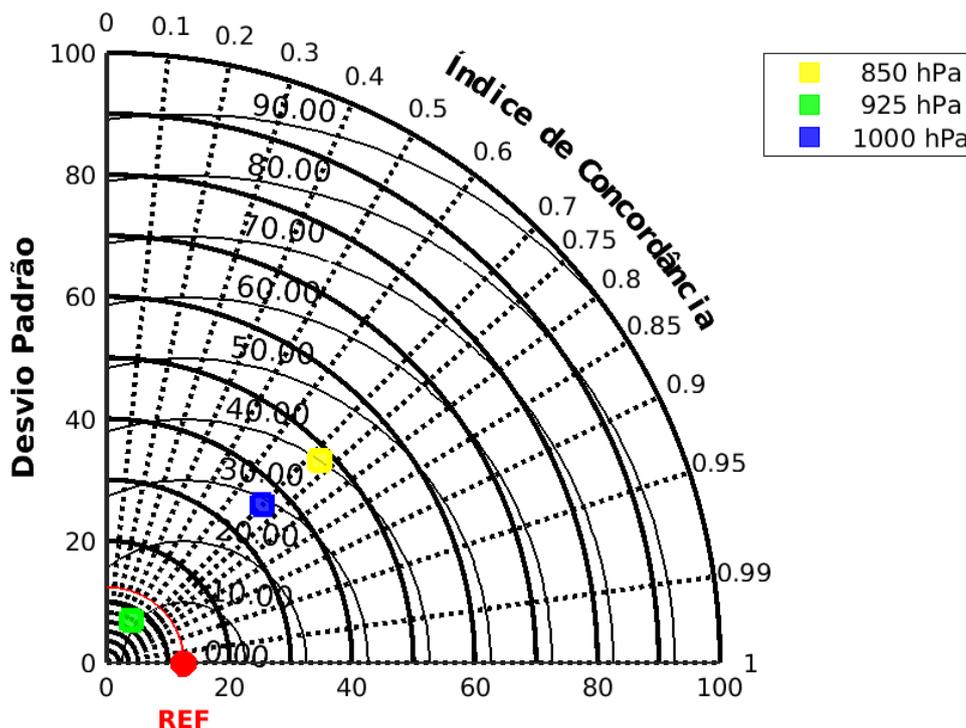
Figura 19 - Diagrama de Taylor para diferentes níveis de velocidade do vento. Linha preta indicando valores do RMSE, linha preta em negrito para o desvio padrão e linha pontilhada para o índice de concordância (IC).



Fonte: O autor (2021).

Assim, como o modelo oceânico ROMS, o WRF apresentou valores coerentes com os observados e de acordo com o esperado na região, mesmo com os poucos dados disponíveis, apenas duas observações diárias durante a primeira semana de simulação para os três níveis.

Figura 20 - Diagrama de Taylor para diferentes níveis de direção do vento. Linha preta indicando valores do RMSE, linha preta em negrito para o desvio padrão e linha pontilhada para o índice de concordância (IC).



Fonte: O autor (2021).

A pouca disponibilidade de dados observados reforça a importância de trabalhos que simulem não apenas o oceano, mas também a atmosfera em alta resolução temporal e espacial na região de Fernando de Noronha.

## 4.2 CLIMATOLOGIA

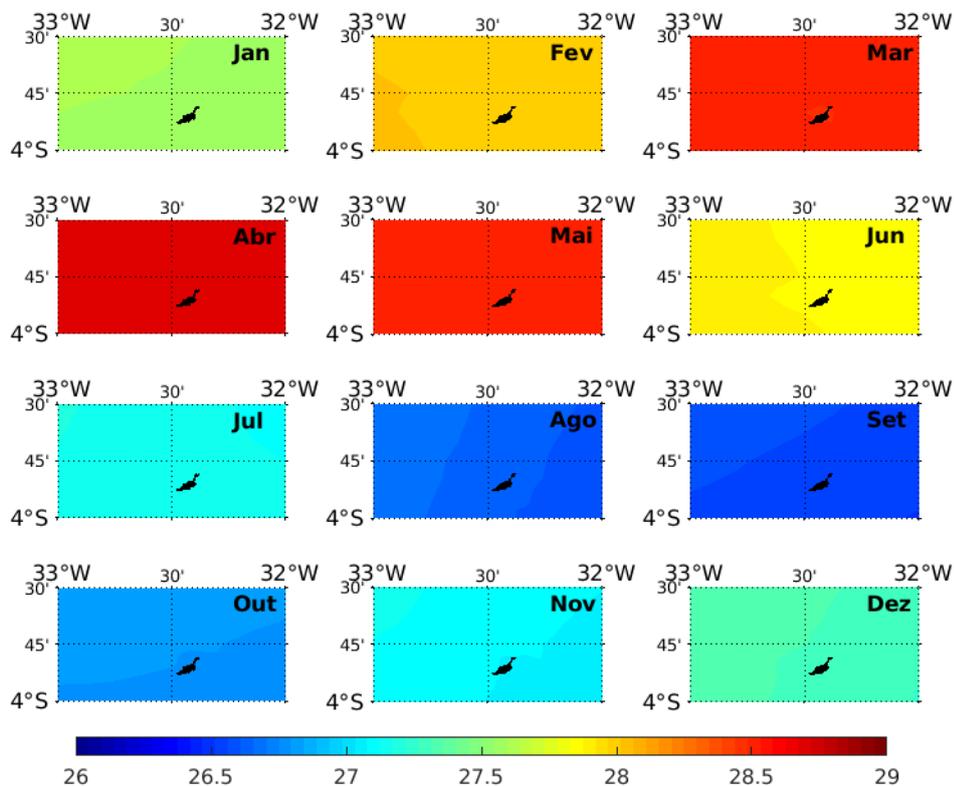
Nesta seção é realizada uma análise das condições oceânicas e atmosféricas predominantes na região de estudo, baseada na climatologia de 26 anos de dados. Para tal, considera-se os um domínio delimitado entre 5°S – 0°N e 35°W – 30°W. As climatologias para TSM, SSM, as componentes zonal e meridional das correntes, assim como o módulo das mesmas, foram calculadas a partir médias mensais das reanálises GLORYS12V1 do CMEMS, de janeiro de 1993 a dezembro de 2018. O ERA5 foi utilizado para as médias mensais climatológicas da velocidade do vento à 10m da

superfície, entre janeiro de 1993 a dezembro de 2018. A climatologia da clorofila-a foi calculada com os dados do MODIS-Aqua, período reduzido em relação as reanálises, pois são disponíveis de janeiro de 2003 a dezembro de 2019.

#### **4.2.1 Temperatura da superfície do mar (TSM)**

Dentro do domínio de estudo a TSM apresenta uma baixa amplitude, entre 26.5°C e 29°C durante todo ano, entretanto nas médias climatológicas é possível observar um comportamento sazonal (Figura 21). Entre fevereiro e junho são encontrados os maiores valores para TSM, esse aumento na temperatura é associado ao comportamento da piscina quente do Atlântico, descrita por CINTRA et al. (2015). As menores temperaturas ocorrem entre agosto e novembro (HOUNSOU-GBO et al., 2015; SILVA et al., 2009; TCHAMABI et al., 2017), em dezembro um período de reaquecimento se inicia até fevereiro, fechando o ciclo sazonal da TSM. Um semelhante comportamento sazonal da TSM foi relatado em ZWENG et al. (2019), onde a amplitude atual da variabilidade sazonal da TSM foi de  $\sim 3^{\circ}\text{C}$ , com as temperaturas mais quentes ( $27,62 \pm 0,30^{\circ}\text{C}$ ) ocorrendo durante o verão austral (janeiro a março) e a TSM mais fria ( $24,34 \pm 0,10^{\circ}\text{C}$ ) ocorrendo durante o inverno austral (julho a setembro).

Figura 21 - Climatologia mensal da TSM (°C).



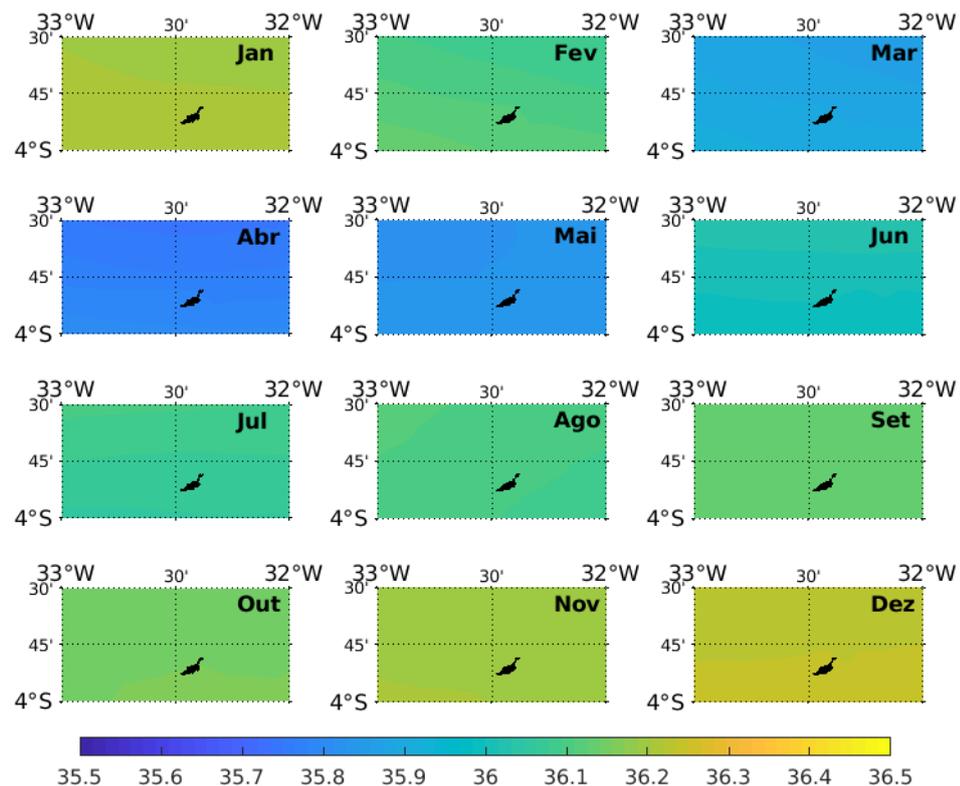
Fonte: O autor (2021).

#### 4.2.2 Salinidade na superfície do mar (SSM)

A salinidade apresenta uma variação na distribuição latitudinal e vertical nos oceanos globais e é uma variável climática essencial que pode afetar a circulação oceânica através da densidade da água do mar (GASPARIN; ROEMMICH, 2016; GELDERLOOS; STRANEO; KATSMAN, 2012; MAES, 2006). A variabilidade da salinidade é influenciada pela evaporação e precipitação, pelos fluxos de água doce provenientes da descarga de rios e pelo degelo polar (AWO et al., 2018; SCHANZE; SCHMITT; YU, 2010; SCHMITT, 1995, 2008; TERRAY et al., 2012; YU, 2011). Em distribuição latitudinal a salinidade decresce em direção aos polos e em direção ao equador, apresentando máximos em aproximadamente 25° de latitude norte e sul. Na vertical a salinidade acompanha os padrões de temperatura, dividindo-se em três camadas; a camada de mistura, a haloclina e uma camada de fundo.

Neste estudo, a climatologia da SSM na região de influência de FN variou entre 35,37 e 36,23 (Figura 22). Por apresentar um comportamento associado ao regime de chuvas da região e a estações climáticas, os menores valores de salinidade estão entre março e julho, durante o outono e inverno austral. O inverno austral é caracterizado por uma estação mais chuvosa, diminuindo a salinidade superficial nesses meses. Com o início na primavera até o final do verão austral, a ZCIT está posicionada mais ao norte e a precipitação na região é menor (AWO et al., 2018), com ventos de sudeste mais intensos, resultando em aumento da taxa de evaporação e aumento da SSM. Nos trópicos, as regiões com baixa SSM estão frequentemente associadas a uma forte estratificação de superfície que pode fortalecer as interações oceano-atmosfera (BOSC; DELCROIX; MAES, 2009; GRODSKY et al., 2012; MAES et al., 2006).

Figura 22 - Climatologia mensal da SSM.

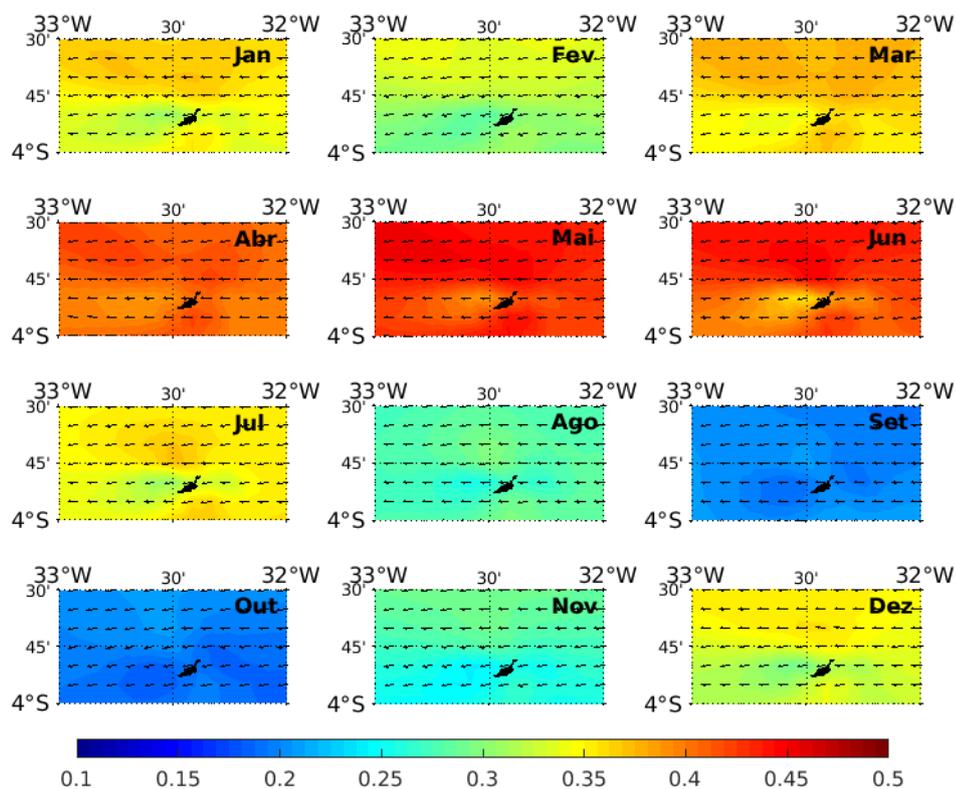


Fonte: O autor (2021).

### 4.2.3 Correntes superficiais

A Figura 23 apresenta as médias climatológicas para velocidade das correntes superficiais e a direção através dos vetores, onde podemos observar o comportamento climatológico das correntes variando de 0,18 m/s a 0,45 m/s. A região do arquipélago de Fernando de Noronha está sob influência da cCSE durante todo ano, a qual flui para oeste até encontrar-se com a CNB (LUMPKIN; GARZOLI, 2005; STRAMMA; SCHOTT, 1999). A cCSE possui um comportamento bimodal, já descrito e observado por outros autores (LUMPKIN; JOHNSON, 2013; TCHAMABI et al., 2017), fluindo com maior intensidade entre março e julho e com menor intensidade entre agosto e fevereiro. É possível observar em todo período na porção leste da ilha, um enfraquecimento na velocidade da corrente.

Figura 23 - Climatologia mensal da direção e intensidade das correntes superficiais (m/s).

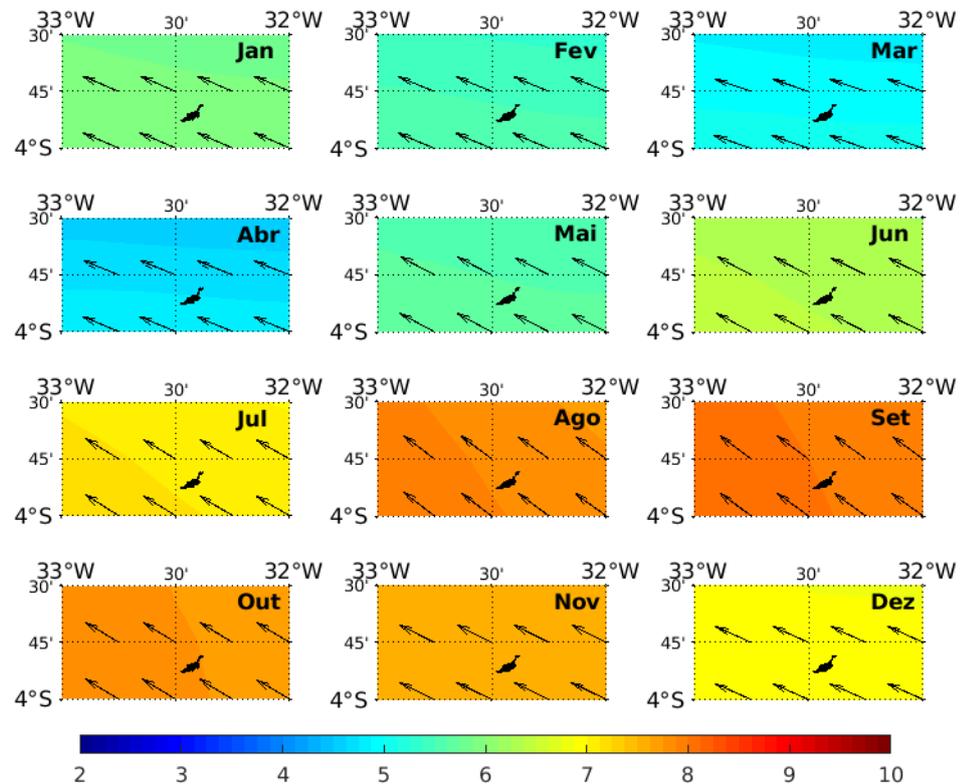


Fonte: O autor (2021).

#### 4.2.4 Vento à 10 metros da superfície

As médias climatológicas mensais de velocidade e direção dos ventos mostram dois padrões bem definidos de fracos e fortes ventos, assim como identificado em (HISARD; HÉNIN, 1987; MERLE; ARNAULT, 1985; SCHOUTEN; MATANO; STRUB, 2005; WEISBERG; TANG, 1987), com as velocidades de 4 a 6 m/s no primeiro semestre e 7 a 9 m/s no segundo semestre. A partir de julho a intensidade do vento aumenta e mantém-se forte até dezembro, com maiores intensidades entre agosto e outubro. Em janeiro a velocidade do vento diminui dando início ao período de menor intensidade até o mês de junho, em abril são encontradas as menores velocidades (Figura 24). Esse enfraquecimento está associado a migração para o sul da ZCIT (HASTENRATH, 2012; UTIDA et al., 2019). Na região os ventos alísios oscilam entre leste, predominantemente entre março e maio, e de sudeste durante o inverno austral (LANDIM DOMINGUEZ; DA SILVA PINTO BITTENCOURT; MARTIN, 1992).

Figura 24 - Climatologia mensal da velocidade e direção do vento (m/s).



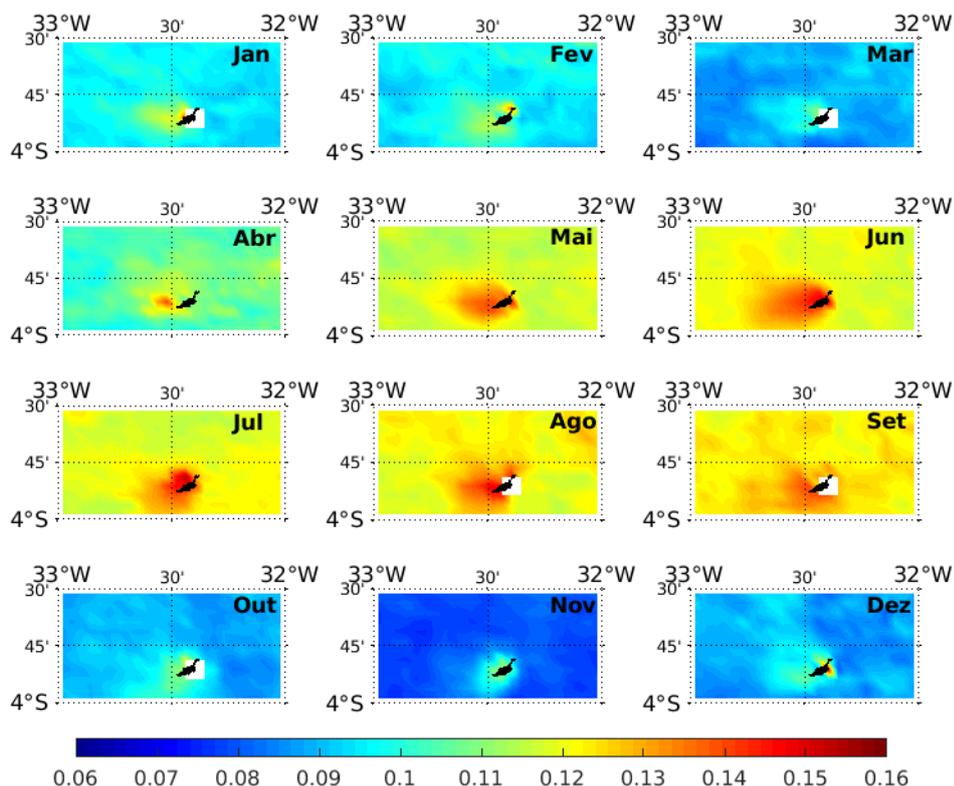
Fonte: O autor (2021).

#### 4.2.5 Clorofila-a

A concentração da clorofila-a na superfície do oceano apresenta um comportamento sazonal, com valores entre  $0,06 \text{ mg/m}^3$  e  $0,15 \text{ mg/m}^3$ . Em janeiro e fevereiro as concentrações são próximas de  $0,10 \text{ mg/m}^3$  com maiores concentrações na parte oeste da ilha, em março os valores reduzem para próximo de  $0,08 \text{ mg/m}^3$ , em abril a concentração de clorofila-a começa a crescer gradativamente até junho, quando a pluma de clorofila-a tem sua maior cobertura. A queda nas concentrações começa em julho, entretanto até setembro os valores continuam acima de  $0,12 \text{ mg/m}^3$ , a partir de outubro um ciclo de baixas concentrações recomeça e continua até o mês de março (Figura 25). Assim, distingue-se 2 períodos, um de maior concentração entre abril e setembro e um período de baixas concentrações de outubro a março. Ao redor da ilha de Fernando de Noronha sempre há maior concentração de clorofila-a, que poderia ser

explicado pelo efeito de massa de ilha (EMI). Na Figura 25 os maiores valores de concentração de clorofila-a são observados no lado oeste/sudoeste da ilha, onde o EMI é mais predominante na superfície.

Figura 25 - Climatologia mensal da concentração de clorofila em superfície ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ).



Fonte: O autor (2021).

As climatologias das variáveis apresentadas nesta seção estão relacionadas pelos padrões de interação entre o oceano e atmosfera na região, onde a camada superficial do Atlântico Tropical ocidental sul é banhada pela massa de Água Tropical quente, salina e oligotrófica ( $T > 20^\circ \text{C}$ ,  $S > 36,40$ ) (CASTRO et al., 2005; STRAMMA; ENGLAND, 1999). Segundo ZWENG et al. (2019) a região onde se encontra a ilha de Fernando de Noronha possui uma média anual de TSM de  $26,02 \pm 0,51^\circ \text{C}$ , e de SSM de  $37,11 \pm 0,135$ .

A variação interanual da TSM e da distribuição espacial de calor na borda oeste do Atlântico Tropical são associadas as variações sazonais dos ventos alísios de sudeste

(CARTON; ZHOU, 1997). Os alísios de sudeste, por sua vez, são responsáveis pelo aumento na advecção para oeste das massas de água quente transportadas pela cCSE (JOHNS et al., 1998; MOLINARI, 1983), que acumulam na bacia ocidental (HASTENRATH; MERLE, 1987; MERLE, 1980). Esse acúmulo de massa de água quente aprofunda a termoclina, contribuindo para maior aquecimento da bacia ocidental (CARTON; HUANG, 1993; HASTENRATH; MERLE, 1987; MERLE, 1980). No verão austral, com o enfraquecimento dos ventos alísios de sudeste, o transporte para oeste diminui, resultando em um baixo contraste de TSM entre as partes leste e oeste do Atlântico Sul tropical (HOU et al., 2020).

No período de maior intensidade da cCSE, entre dezembro e julho, há um aumento no transporte advectivo de leste a oeste na bacia do Atlântico Tropical, e com a grande incidência solar no verão austral, a cCSE acumula calor, conseqüentemente aumentando os valores da TSM durante esse período. A partir de junho a intensidade da corrente diminui e também a TSM, que por sua vez perde calor para a atmosfera com o aumento da intensidade dos ventos alísios de sudeste. O padrão dos ventos alísios de sudeste é inverso à TSM, com maior intensidade a partir de julho.

#### 4.3 MODELAGEM ACOPLADA – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL

Nessa seção são apresentados os resultados da modelagem acoplada ROMS-WRF de temperatura, salinidade, velocidade e direção das correntes, vorticidade relativa do oceano, pressão atmosférica, velocidade e direção dos ventos, assim como a temperatura do ar. Todas as variáveis aqui analisadas foram restritas ao domínio interno utilizado na modelagem acoplada, conforme ilustrado na Figura 6. Para cada uma das variáveis oceânicas são apresentados os resultados de modelagem em superfície e 60 m de profundidade, referentes aos mesmos dias de coletas do Cruzeiro oceanográfico Camadas Finas IV, dias 6 e 7 de julho de 2014, seguidos das médias semanais em superfície para o período de 8 semanas simuladas, de 1 de julho a 25 de agosto de 2014 (Tabela 10)

Tabela 10 - Períodos semanais de simulação acoplada ROMS-WRF

| Semana | Início     | Final      |
|--------|------------|------------|
| 1      | 01/07/2014 | 07/07/2014 |
| 2      | 08/07/2014 | 14/07/2014 |
| 3      | 15/07/2014 | 21/07/2014 |
| 4      | 22/07/2014 | 28/07/2014 |
| 5      | 29/07/2014 | 04/08/2014 |
| 6      | 05/08/2014 | 11/08/2014 |
| 7      | 12/08/2014 | 18/08/2014 |
| 8      | 19/08/2014 | 25/08/2014 |

Fonte: O autor (2021).

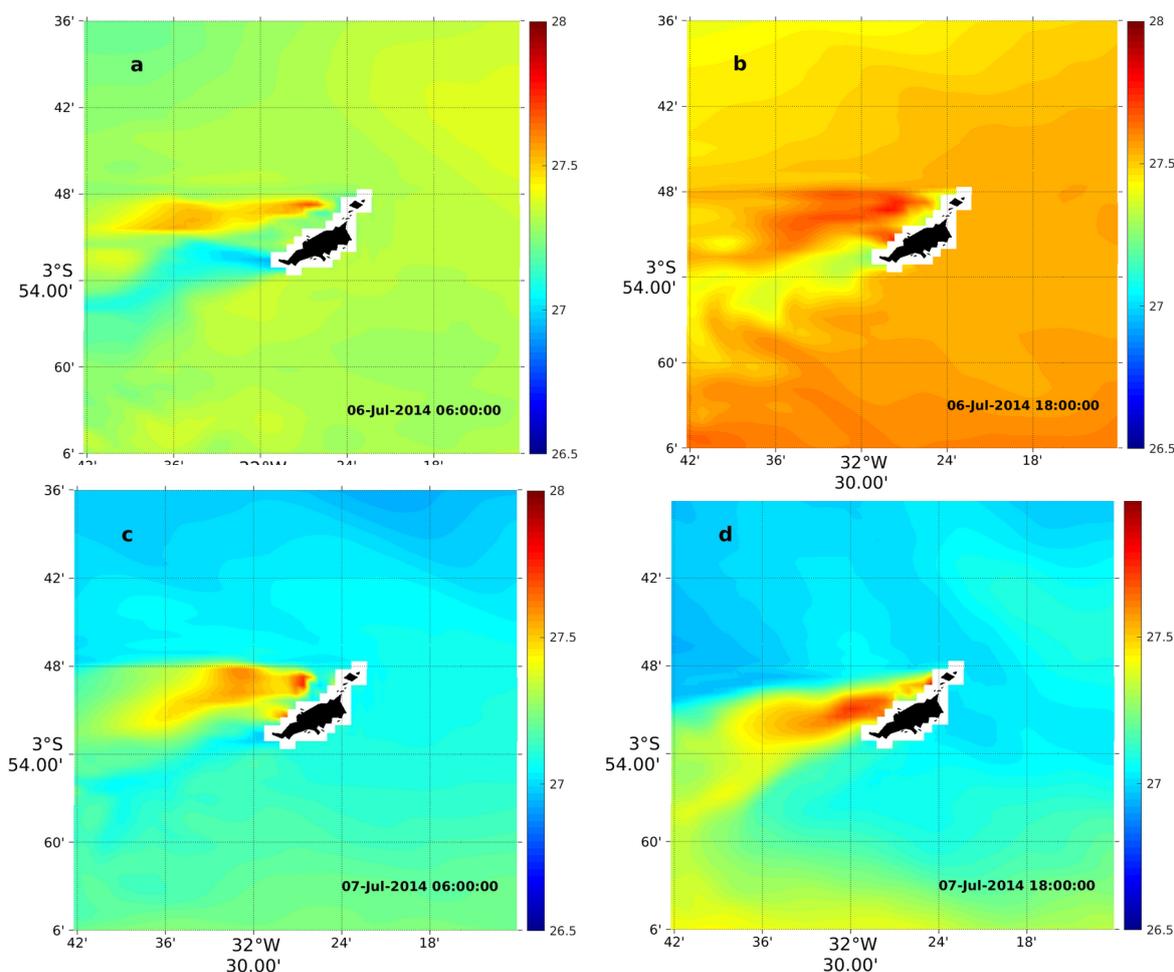
#### 4.3.1 Temperatura no oceano

A Figura 25 apresenta os valores de TSM, para os dias 6 e 7 de julho de 2014, as 06 e 18h. A TSM variou entre 26,5° e 28°C, o que está em concordância com outros estudos para o mês de julho na região (CINTRA et al., 2015; HOUNSOU-GBO et al., 2015; SILVA et al., 2009; TCHAMABI et al., 2017).

Na Figura 26 o ciclo diurno da TSM distingue bem os menores valores das 06h da manhã (Figura 26 a, c), em comparação com maior TSM no período do final da tarde (Figura 26 b, d). As 06 horas o oceano começa a aquecer devido à radiação solar, assim o oceano armazena calor no decorrer do dia, atingindo TSMs maiores as 18 horas.

Apesar da diferença de temperatura, o Efeito Ilha (EI) se destaca através do maior aquecimento no lado oeste da ilha na direção que flui o ramo da cCSE. Mais ao sul é observado um ramo com propagação de águas mais frias, mais visíveis nas Figuras 26a e 26b. Essas águas frias são mais bem observadas no dia 6 de julho quando a TSM média em todo o domínio estava maior, quando comparado com a média do dia 7 de julho.

Figura 26 - TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) para os dias 6 e 7 de julho as 06:00 e 18:00 h.



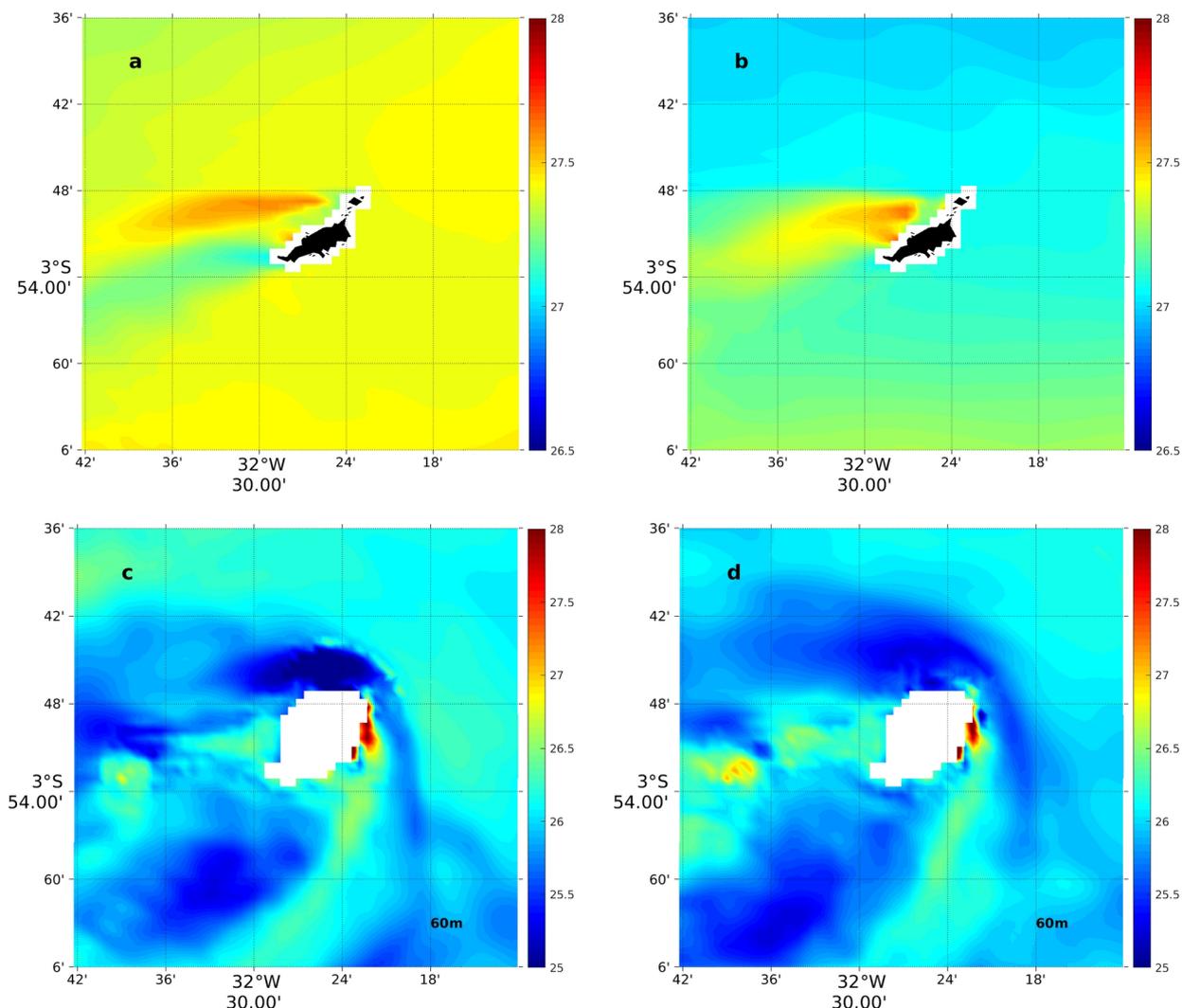
Fonte: O autor (2021).

A média diária de TSM do dia 6 foi aproximadamente  $27,4^{\circ}\text{C}$  em todo o domínio (Figura 27a), com um ramo mais quente à oeste de ilha e um ramo frio logo ao sudoeste. A TSM do dia 7 foi menor em todo o domínio, em torno de  $27^{\circ}\text{C}$  (Figura 27b), nesse dia o EI se destaca pelo aquecimento a oeste da ilha, que aumenta para  $27,7^{\circ}\text{C}$ .

Como esperado, para todo o domínio em 60 m de profundidade, as temperaturas são mais baixas em relação à superfície, com valores abaixo de  $26^{\circ}\text{C}$ , na média para ambos os dias. Nessa profundidade (Figuras 27c e 27d), a ilha provocou a formação de duas esteiras laterais de maiores temperaturas, com um núcleo frio a jusante, bem próximo ao contorno da ilha, e um núcleo frio a montante, abrangendo uma área que se estende em torno de 50km a sudoeste. Um padrão similar para esta profundidade

também foi identificado em (TCHAMABI et al., 2017), para uma simulação climatológica do oceano ao redor de FN.

Figura 27 - Média diária de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), para os dias 6 e 7 de julho em: (a, b) superfície, (c, d) 60 m de profundidade.



Fonte: O autor (2021).

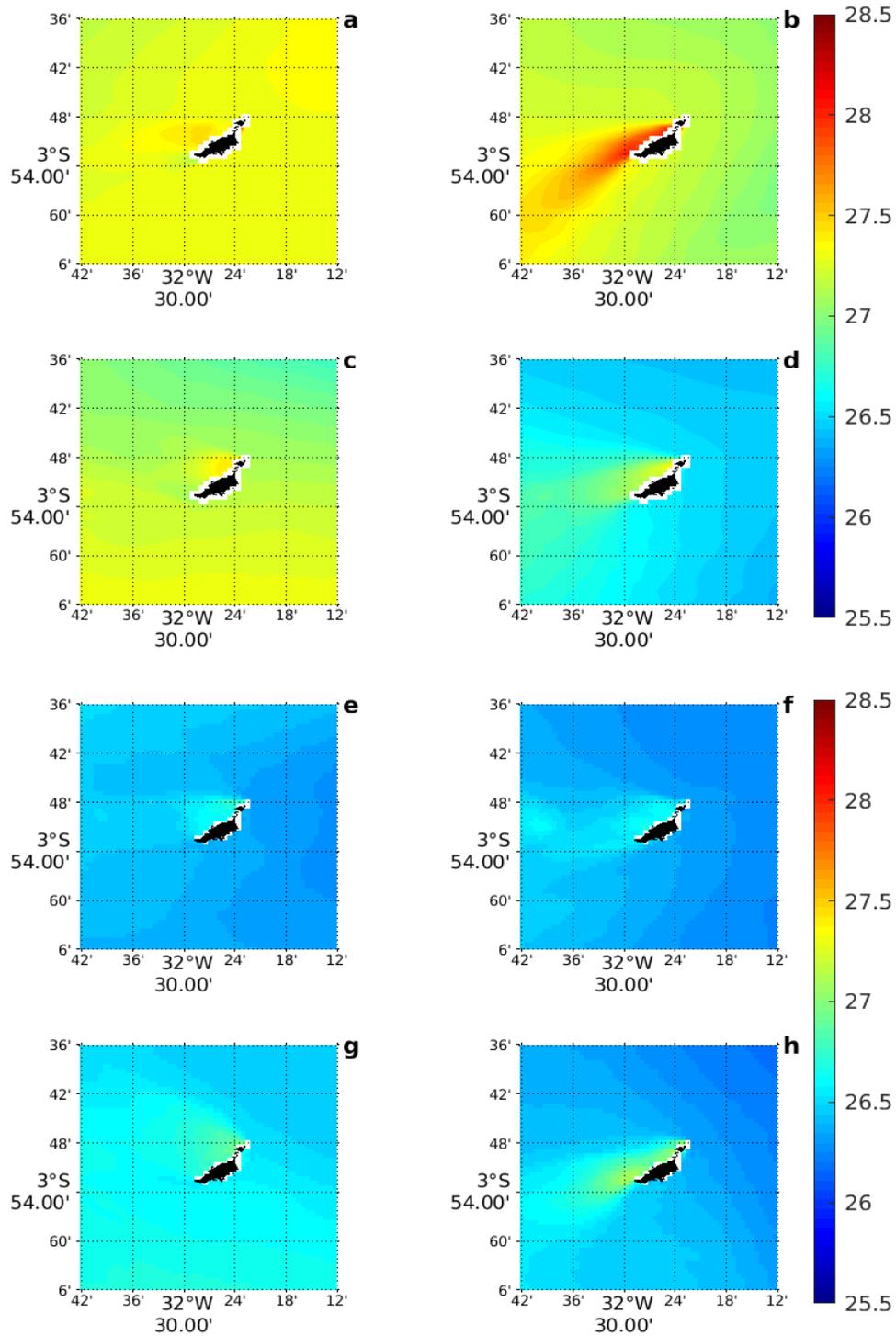
Em escala semanal (Figura 28) a TSM varia entre  $26,0^{\circ}\text{C}$  e  $28,5^{\circ}\text{C}$ , ou seja, uma oscilação de  $2,5^{\circ}\text{C}$  no período de 8 semanas. Destaca-se que nas três primeiras semanas de simulação (Figura 28a, 28b e 28c), ocorreram temperaturas mais quentes dentro do domínio, acima  $27^{\circ}\text{C}$ , enquanto as demais semanas apresentaram um resfriamento com temperaturas médias abaixo de  $26,5^{\circ}\text{C}$ . Esse resfriamento ocorreu

durante um período chuvoso entre a terceira e quinta semana, na oitava semana também ocorreram chuvas na região, de acordo com os valores de pluviosidade da estação meteorológica M-01.

A TSM semanal revela que o EI apresenta variabilidade espacial, mas sempre no quadrante oeste, obedecendo a variabilidade de ventos provenientes de Leste/Sudeste na região. A segunda semana (Figura 28b) apresentou um de 1°C acima da média (superior à 28°C), com maior propagação para oeste, por outro lado, na semana 7 o EI ocorre em menor intensidade e é confinado nas proximidades da ilha.

A simulação da temperatura do oceano permitiu observar uma variação no ciclo diurno, assim como uma variação semanal da TSM, apresentando valores de temperatura maiores que a média da região, à oeste da ilha, causada pelo EI, indicando o impacto da batimetria na distribuição de temperatura.

Figura 28 - Médias semanais para TSM, escala em °C. Semanas 1,2,3,4,5,6,7 e 8, respectivamente a, b, c, d, e, f, g e h, de 01 de julho a 25 de agosto de 2014.

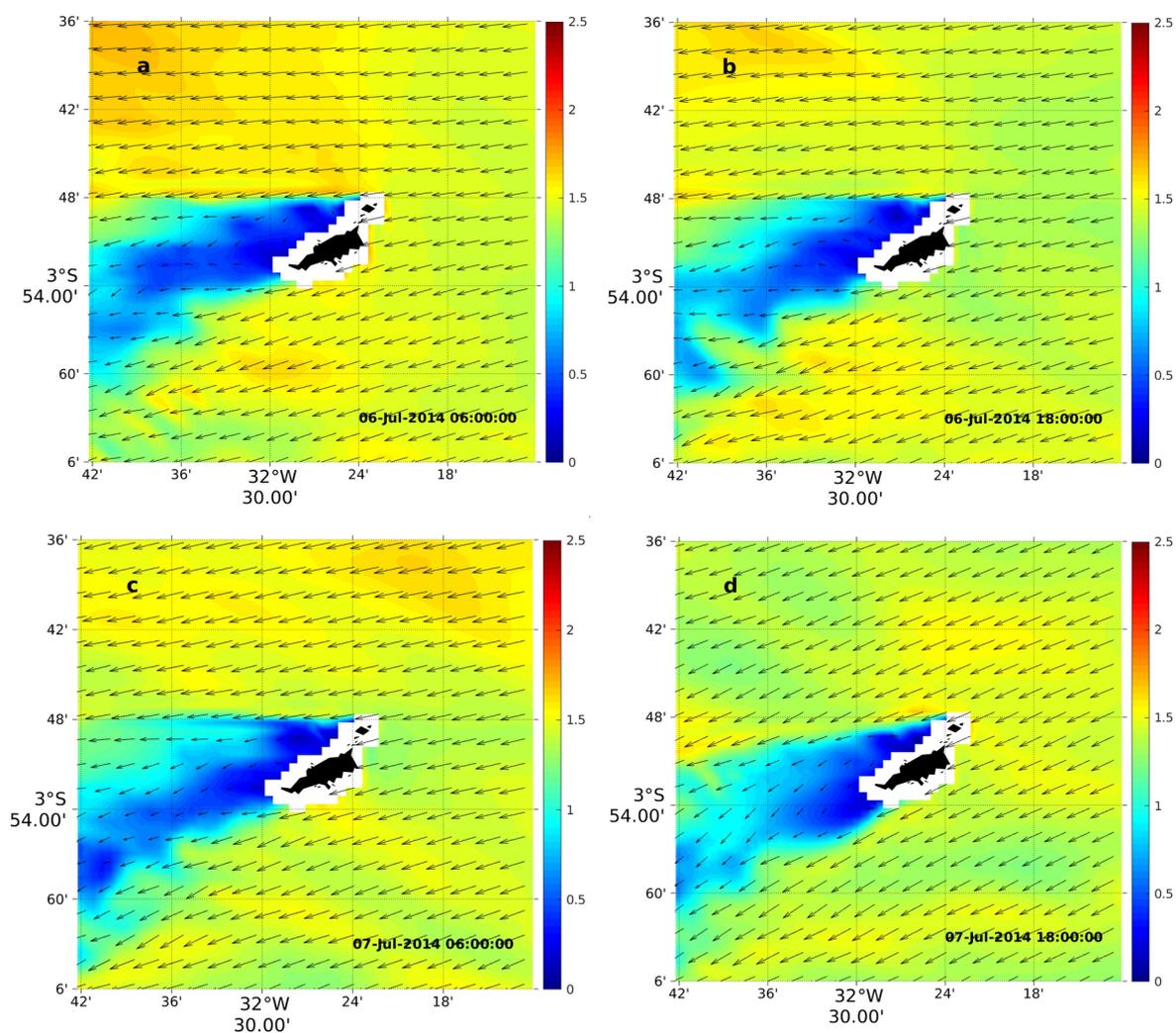


Fonte: O autor (2021).

### 4.3.2 Correntes superficiais

A Figura 29 apresenta os valores de intensidade de correntes e sua direção em escala horária, para os dias 6 e 7 de julho de 2014, às 06:00 e 18:00 horas. O fluxo da circulação superficial é predominante para oeste, com intensidade média entre 1 e 1,3 m/s na maior parte do domínio, exceto a montante da ilha, onde a velocidade é consideravelmente reduzida, ficando abaixo de 0,5 m/s.

Figura 29 - Velocidade e direção das correntes (m/s), para os dias 6 e 7 de julho as 06:00 e 18:00h.

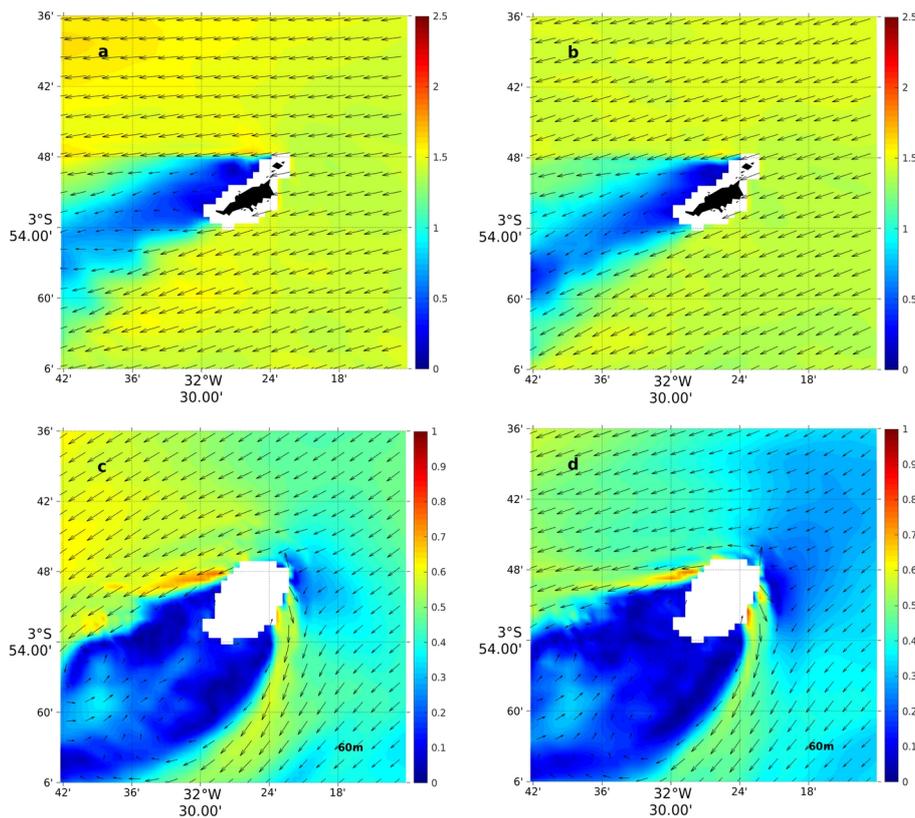


Fonte: O autor (2021).

Esse comportamento caracteriza o EI associado às correntes oceânicas e a batimetria da ilha, gerando uma esteira de redução do escoamento após o obstáculo, conforme o que é também identificado em outras ilhas (BARTON et al., 2000; CHOPRA, 1973; HEYWOOD; BARTON; SIMPSON, 2008).

A Figura 30 ilustra as médias diárias para a velocidade e direção das correntes em superfície e em 60 m de profundidade. Assim como na Figura 29, não foram observadas grandes variações entre os dias 6 e 7 de julho de 2014, em superfície. Em 60 m o fluxo médio é predominantemente para sudoeste e na superfície a corrente oscila entre sudoeste e oeste. Ressalta-se a diferença na direção e intensidade das correntes entre o lado leste e oeste da ilha, por exemplo, na superfície o lado leste da ilha recebe um fluxo com velocidade média de 1,3 m/s e, após a ilha, no lado oeste, a velocidade reduz para valores abaixo de 0,5 m/s.

Figura 30 - Média diária de velocidade das correntes (m/s), para os dias 6 e 7 de julho em: (a, b) superfície, (c, d) 60 m de profundidade.



Fonte: O autor (2021).

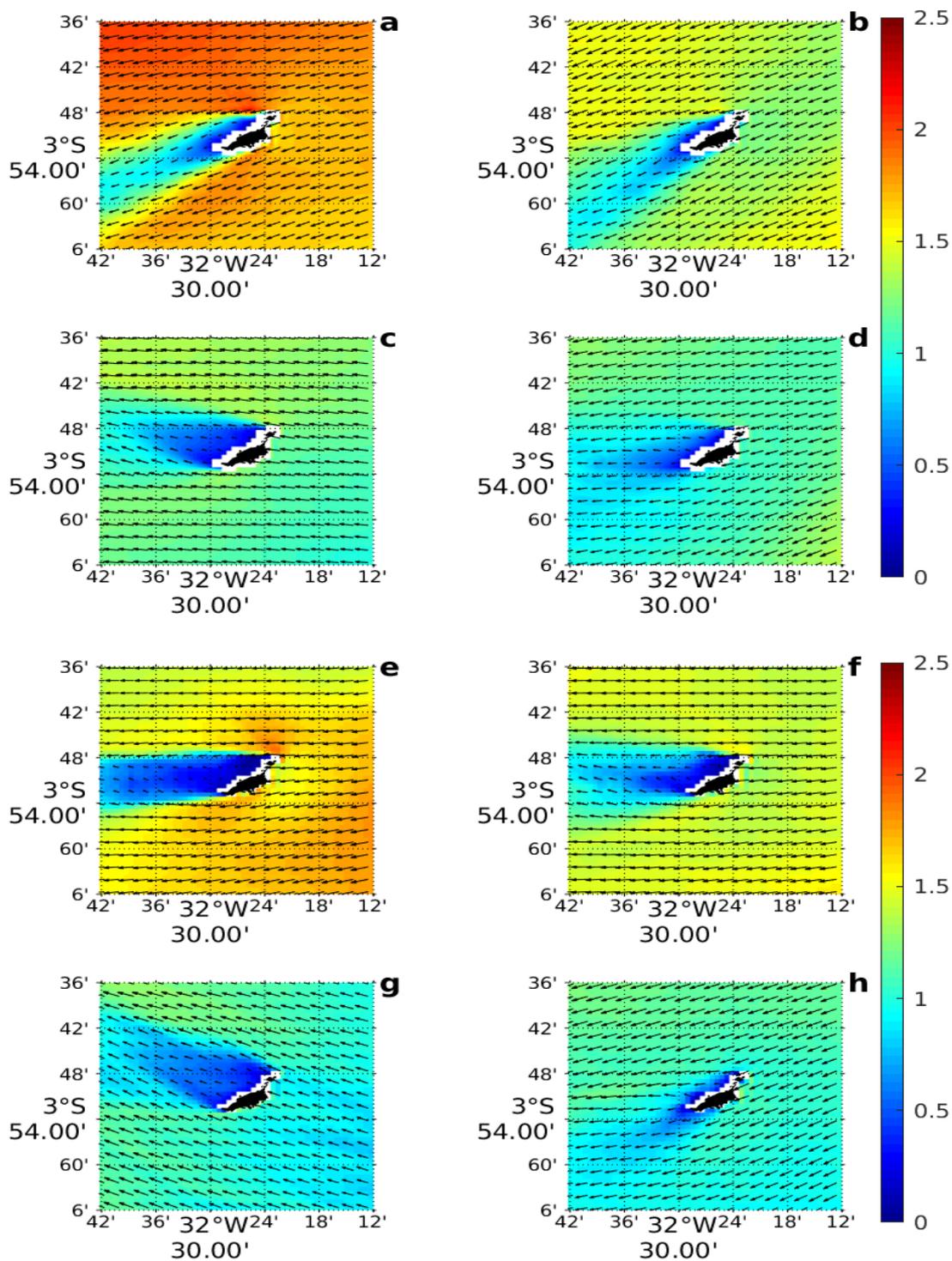
Um importante fator a ser observado é a relação com o tamanho da ilha e a redução da velocidade a sotacorrente, como a ilha tem um diâmetro maior em profundidade, a área com velocidade reduzida também é maior. Na Figura 30 essa comparação é observada na distribuição da velocidade na superfície e em 60 m de profundidade.

Para o período do estudo ocorreu uma variação semanal na velocidade e direção das correntes (Figura 31). A primeira semana (Figura 31a) apresentou maior média nos valores de velocidade próximo de 1,8 m/s, no domínio simulado, com redução gradativa até a quarta semana (Figura 31b, 31c e 31d), com valores abaixo de 1 m/s, na quinta semana a velocidade aumentou até uma média de 1,5 m/s, seguindo por uma nova queda entre a sexta e oitava semana com valores de médios de velocidade de 1 m/s, aproximadamente. Esses valores são referentes as médias, porém a oeste da ilha, em todas as semanas, os valores estiveram abaixo ou próximos de 0,5 m/s.

A área de menor velocidade a sotacorrente da ilha responde à direção proveniente da cCSE. A variação do escoamento superficial gerou uma esteira de baixas velocidades a oeste da ilha, variado de sudoeste até noroeste. Este efeito de redução do escoamento (*wake effect*) também foi identificado nas simulações climatológicas do ROMS realizados por (TCHAMABI et al, 2017).

A largura da esteira após a ilha tem relação com o ângulo de incidência da corrente, por exemplo, na Figura 31e, a corrente atinge a ilha no lado leste, que tem um maior comprimento, gerando uma esteira mais larga. Já na Figura 31a, a corrente incide de noroeste, atingindo uma área de obstáculo menor causando uma esteira mais fina, mesmo atingindo a ilha com maior velocidade.

Figura 31 - Médias semanais para velocidade e direção das correntes, escala em m/s. Semanas 1,2,3,4,5,6,7 e 8, respectivamente a, b, c, d, e, f, g e h, de 01 de julho a 25 de agosto de 2014.



Fonte: O autor (2021).

### 4.3.3 Vorticidade relativa

Na ocorrência de esteira de ilha em águas profundas, quando uma corrente de superfície encontra uma ilha isolada ou um arquipélago, a proximidade da costa ou a lateral da ilha, induz a um forte cisalhamento. Neste caso de águas profundas, a influência do arrasto de fundo torna-se insignificante. Ao passar a ilha, ocorre o desprendimento da camada limite lateral. Em uma segunda etapa, essas camadas de cisalhamento laterais podem se enrolar alternadamente em ambos os lados da ilha em estruturas elípticas. Então, essas estruturas elípticas transitórias evoluem rapidamente para vórtices assimétricos e geram uma esteira de vórtice a sotavento da ilha (TEINTURIER et al., 2010). Por isso, em cada estágio, instabilidades tridimensionais específicas poderiam induzir uma mistura vertical. No entanto, esse tipo de instabilidade irá ocorrer apenas se a vorticidade relativa satisfizer a condição  $\varepsilon = \zeta / f < -1$ , onde  $\zeta$  é a vorticidade relativa e  $f$  é a vorticidade planetária.

A vorticidade foi calculada pela equação 51, na qual  $\zeta$  é a vorticidade relativa,  $\frac{\partial v}{\partial x}$  é a variação da componente de meridional da corrente no eixo zonal, e  $\frac{\partial u}{\partial y}$  a variação da componente zonal no eixo meridional.

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (51)$$

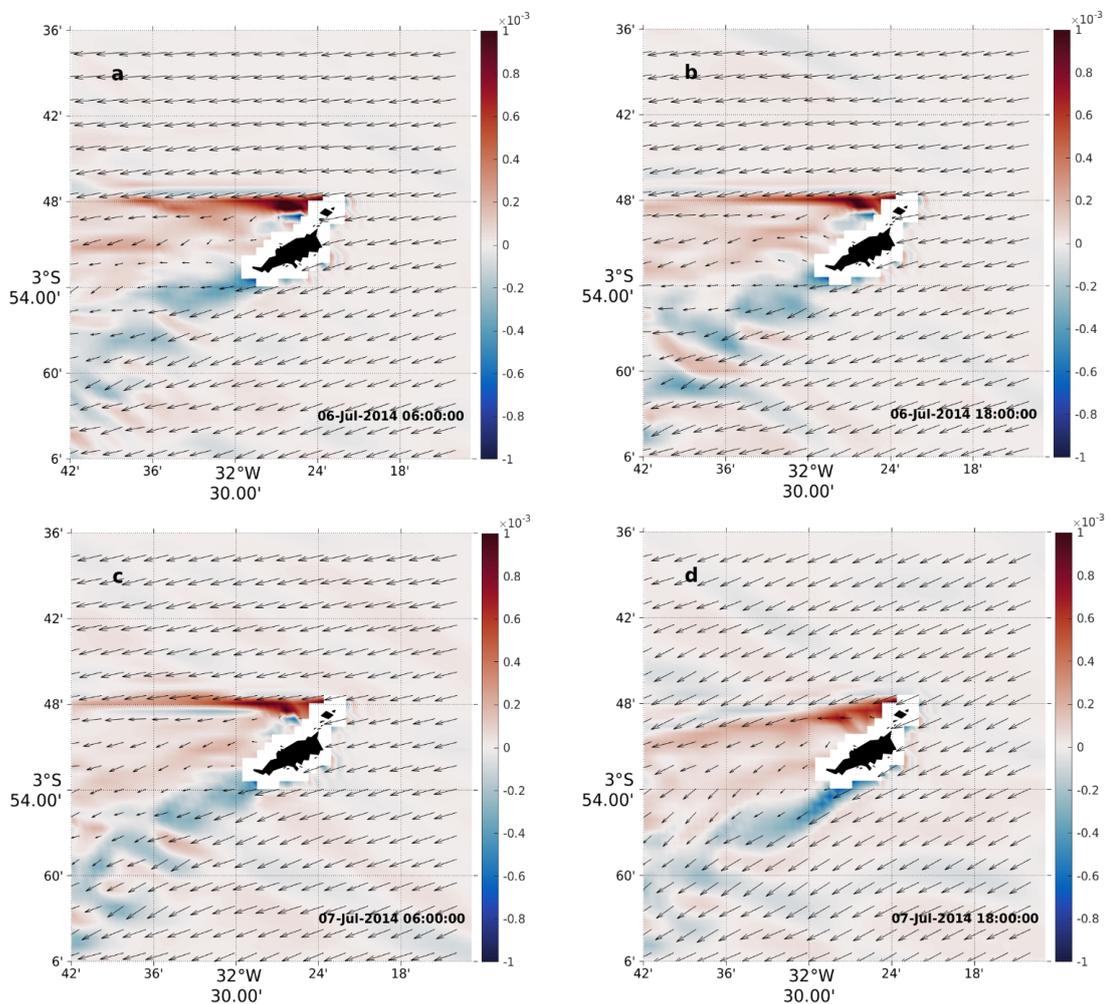
A vorticidade pode indicar a presença de feições de mesoescala da cCSE na região de Fernando de Noronha, como turbilhões e vórtices. Para o cálculo foram utilizados os valores de  $u$  e  $v$ , ou seja, componente zonal e meridional das correntes, respectivamente, simuladas pelo COAWST em uma resolução de 1 km.

Valores positivos de vorticidade relativa indicam a formação de uma estrutura anticiclônica, no sentido anti-horário no Hemisfério Sul, com acúmulo de águas no centro da estrutura podendo gerar uma subducção das águas superficiais. Por outro lado, valores negativos podem indicar uma região de espalhamento de águas, e uma possível ressurgência de águas subsuperficiais, e em casos mais intensos, de profundidade (STEWART, 2008; TALLEY et al., 2011).

A Figura 32 apresenta os valores de vorticidade relativa na superfície em ciclo diurno para os dias 6 e 7 de julho de 2014. O efeito da ilha na dinâmica do escoamento é evidenciado pelos valores da vorticidade relativa, onde à barlacorrente os valores são próximos de zero, enquanto a sotacorrente da ilha os valores aumentam significativamente.

No lado oeste predomina vorticidade relativa positiva mais ao norte da ilha, 3°28'S, e a sudoeste valores negativos. O ciclo diurno não alterou o comportamento médio da vorticidade, em concordância com o comportamento da velocidade na Figura 28.

Figura 32 - Vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ), para os dias 6 e 7 de julho as 06:00 e 18:00 h.

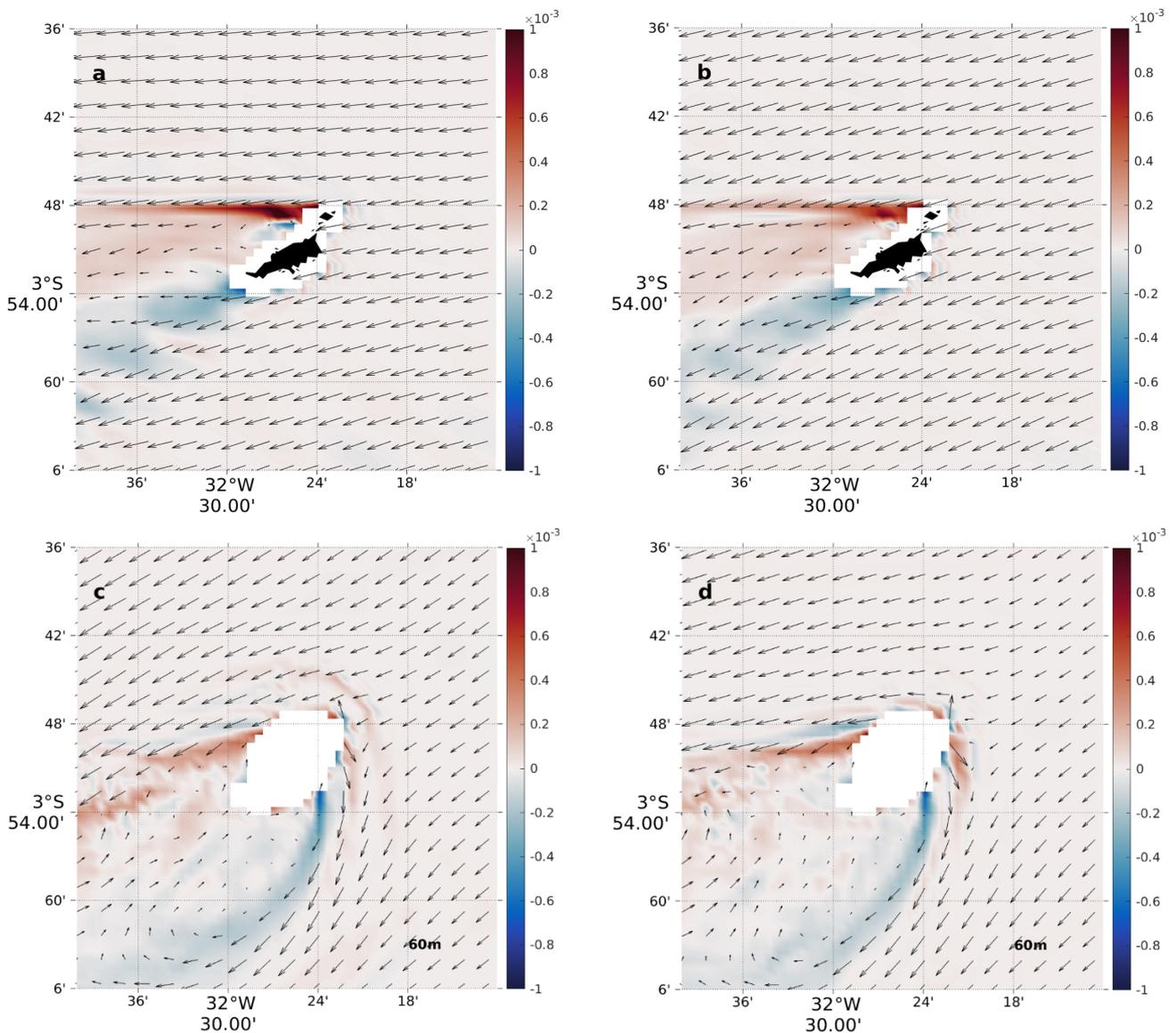


Fonte: O autor (2021).

As médias diárias na superfície não apresentaram grandes diferenças entre os dias analisados, assim como em 60 m de profundidade (Figura 33). Em superfície predomina uma esteira de vorticidade positiva a oeste da ilha e negativa a sudoeste.

Em profundidade, a vorticidade é mais fraca do que na superfície, e a distribuição espacial é mais ampla, devido a maior estrutura da ilha, caracterizada por dois ramos, um positivo para oeste e um negativo para sul/sudoeste.

Figura 33 - Média diária de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ), para os dias 6 e 7 de julho as 06:00 e 18:00 h, em: (a, b) superfície, (c, d) 60 m de profundidade.



Fonte: O autor (2021).

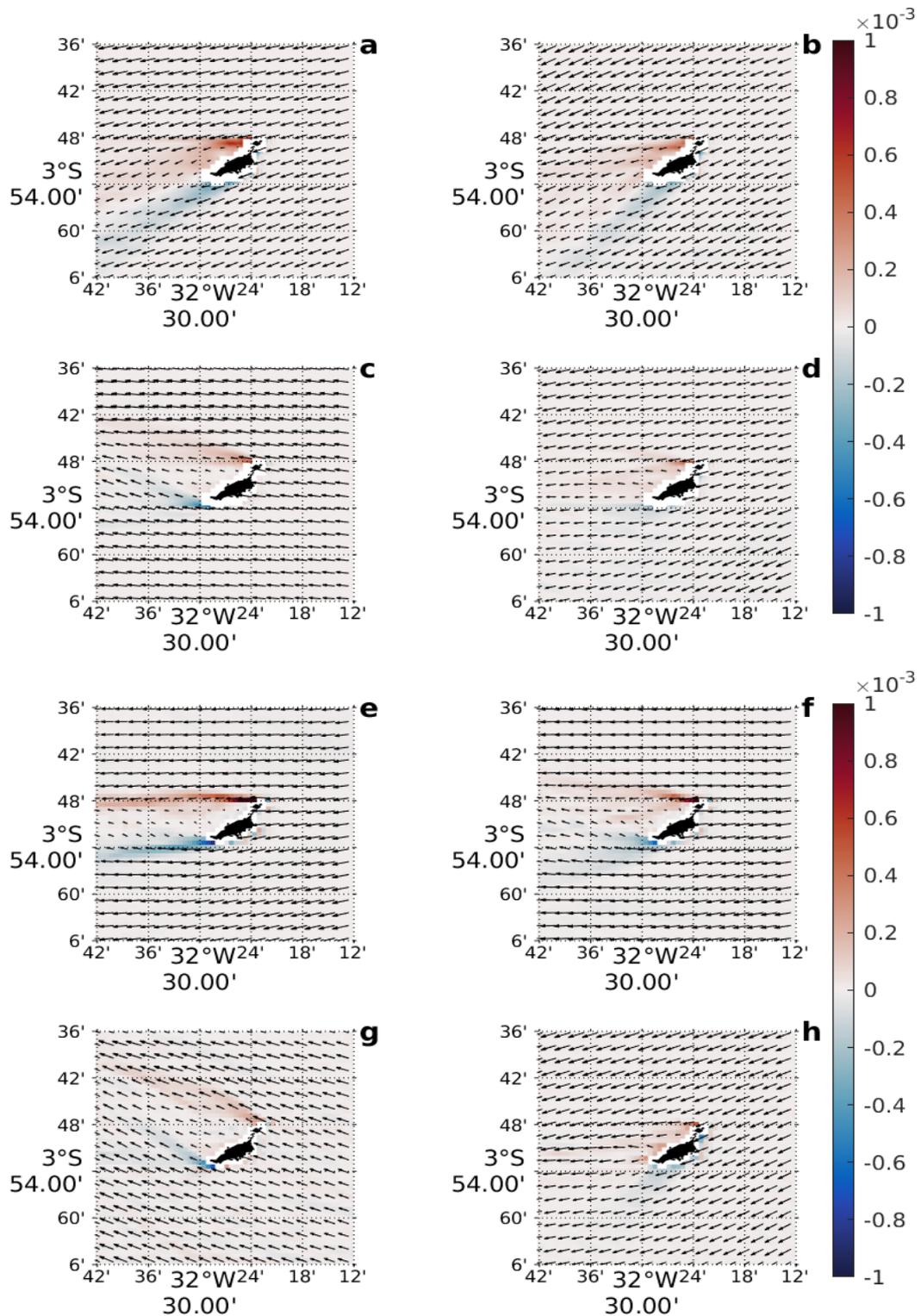
A vorticidade relativa média semanal na superfície é apresentada na Figura 33. O padrão de dispersão de vorticidade segue a direção das correntes identificadas na Figura 30.

Em todas as semanas identifica-se um padrão duplo de distribuição de vorticidade, um ramo positivo que se propaga a partir do noroeste da ilha e um ramo negativo que se inicia na parte sudoeste da ilha, ambos se propagando para quadrante oeste.

As semanas 1, 2 e 5 (Figura 34a, 34b e 34e) apresentaram maiores valores de vorticidade, bem como uma cobertura maior de área influenciada pela ilha. Nas semanas 4 e 8 a vorticidade ficou confinada nas proximidades da ilha (Figura 34d e 34h).

Os padrões horários e de médias diárias de vorticidade relativa apresentam uma estrutura associada aos campos de TSM (Figuras 26 e 27). Nas áreas de vorticidade positiva (sentido anti-horário no HS), existe a presença de uma esteira quente, enquanto a área de vorticidade negativa (sentido horário no HS), está associada a uma esteira de núcleo frio em superfície. Os cálculos da vorticidade relativa apresentados demonstram o impacto da batimetria da ilha na dinâmica da região, e indicam regiões de potencial ressurgência e subducção superficial e subsuperficial.

Figura 34 - Médias semanais para vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ). Semanas 1,2,3,4,5,6,7 e 8, respectivamente a, b, c, d, e, f, g e h.



Fonte: O autor (2021).

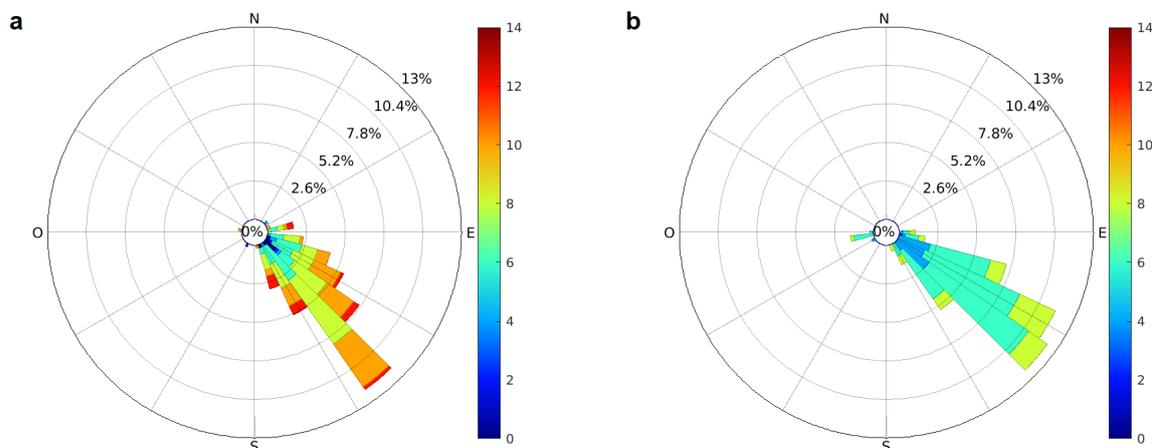
As áreas de vorticidade negativa (circulação horária) satisfazem a condição de  $\epsilon = \zeta / f < -1$ . Considerando a latitude central de  $33^{\circ}50'S$  e os valores de vorticidade negativa encontrados nessa latitude, entre -0,0002 e -0,0006, a relação  $\epsilon = \zeta / f < -1$  resultou em valores entre -3,9 e -11,7.

Ou seja, estas áreas são caracterizadas por mistura vertical, conhecidas pelo aumento de produtividade biológica na vizinhança da ilha. No centro de redemoinhos de vorticidade relativa negativa (ciclônicos considerando o HS) a isopicna é elevada e traz águas mais frias e densas para a superfície (*upwelling*). Espera-se então que redemoinhos ciclônicos aprisionem água fria com aumento de carbono orgânico e maior concentração de fitoplâncton. O oposto ocorre para redemoinhos anticiclônicos (anti-horários no HS).

#### 4.3.4 Vento à 10 metros

Os valores para a velocidade e direção do vento foram simulados pelo COAWST, dentro do módulo atmosférico WRF. Tanto nos dados observados como nos modelados a direção predominante foi de sudeste na região do Arquipélago de Fernando Noronha durante a simulação (julho/agosto), com velocidades superiores a 5 m/s (Figura 33). No entanto, os valores de velocidade do vento modelado subestimaram os valores reais, ficando com máximo de 9 m/s em comparação com o vento medido que atingiu até 14 m/s.

Figura 35 - Rosa dos ventos à 10 metros (m/s) para os dias 6 e 7 de julho: (a) vento medido na estação meteorológica de Fernando de Noronha e (b) vento modelado.

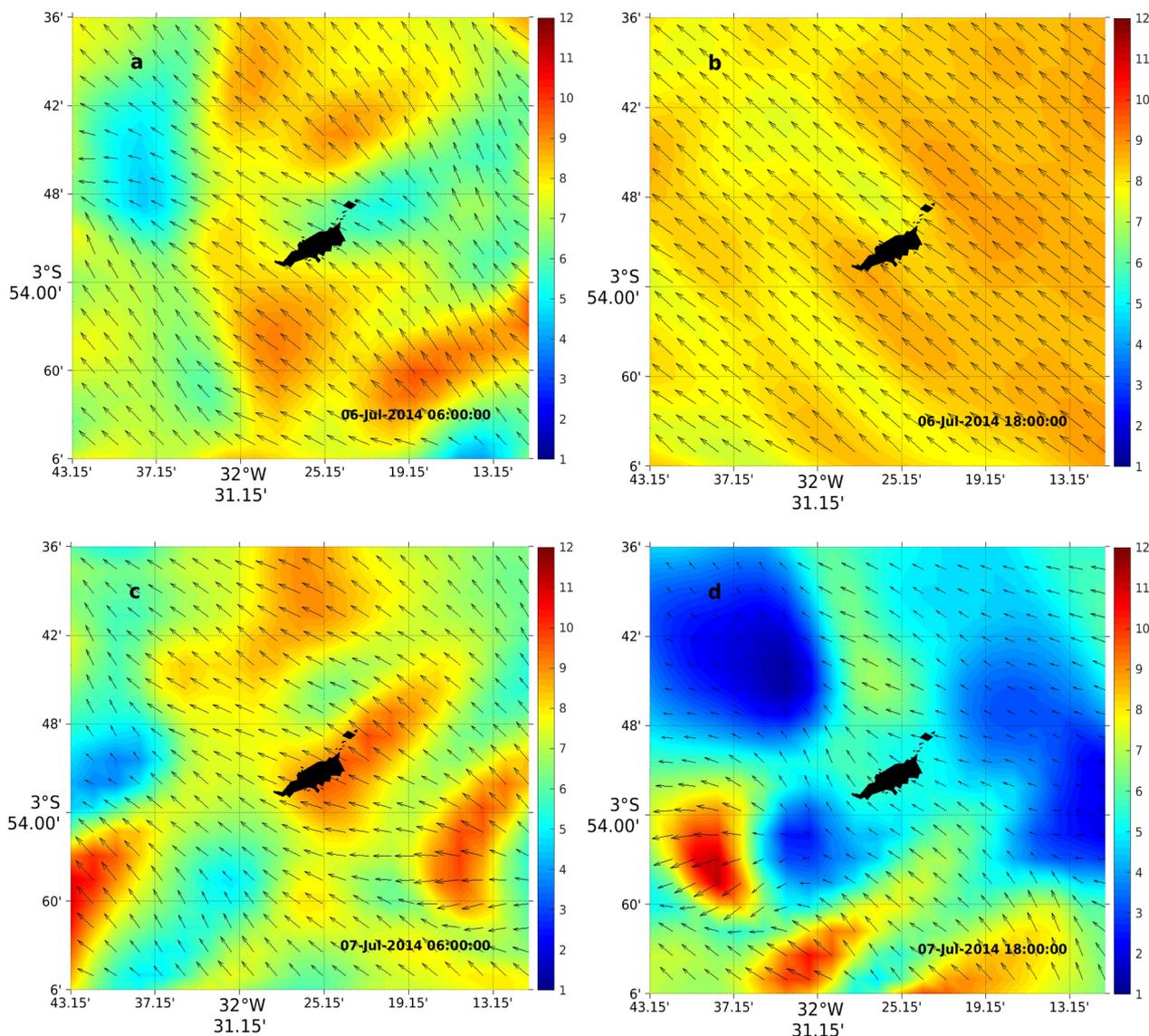


Fonte: O autor (2021).

As velocidades do vento modelado apresentaram uma variabilidade no ciclo diurno (Figura 36), para os dias 6 e 7 de julho. Uma homogeneidade na direção (alísios de sudeste) e na velocidade (superior à 7 m/s) foi observada na tarde do dia 6 (Figura 36 b), e as menores velocidade foram observadas às 18:00 horas do dia 7, apresentando valores abaixo de 3 m/s em algumas regiões do domínio.

Em escala horária o EIA é mais bem identificado no dia 06/07 às 18 h (Figura 36b), variando de 8,5 m/s a sudeste e ao contornar a ilha, mas reduzindo para 6,5 m/s à noroeste da ilha.

Figura 36 - Velocidade do vento à 10 metros (m/s), para os dias 6 e 7 de julho as 06:00 e 18:00.



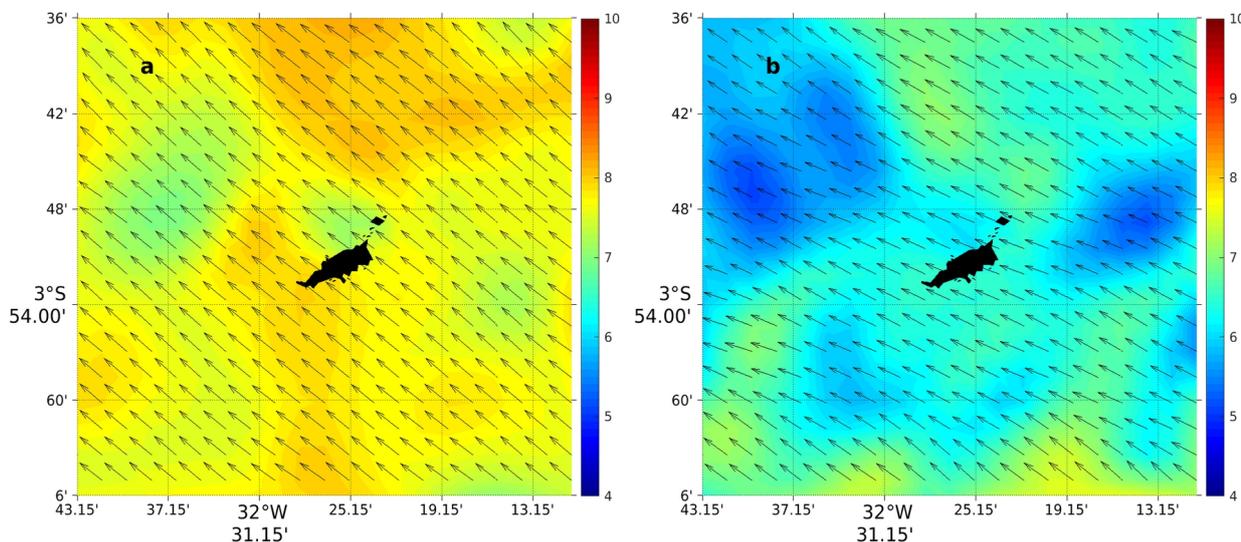
Fonte: O autor (2021).

Os ventos alísios de sudeste na região da ilha apresentaram também uma variação nas médias diárias (Figura 37). No dia 06/07 as velocidades estiveram acima de 7 m/s em todo domínio e com direção predominante de sudeste, e no dia 07/07 as velocidades estiveram abaixo de 6,5 m/s em grande parte do domínio e a direção apresentou uma tendência para leste.

O efeito da topografia da ilha é mais acentuado no vento médio do dia 6 (Figura 37a), na porção logo à noroeste da ilha, onde a velocidade a barlavento esteve próxima de 8 m/s e a sotavento (Figura 37b) reduziu para 7 m/s. Para o dia 7 a velocidade não

reduziu devido a ilha, entretanto, a entrada de vento a barlavento foi mais de leste e a velocidade próxima de 6 m/s.

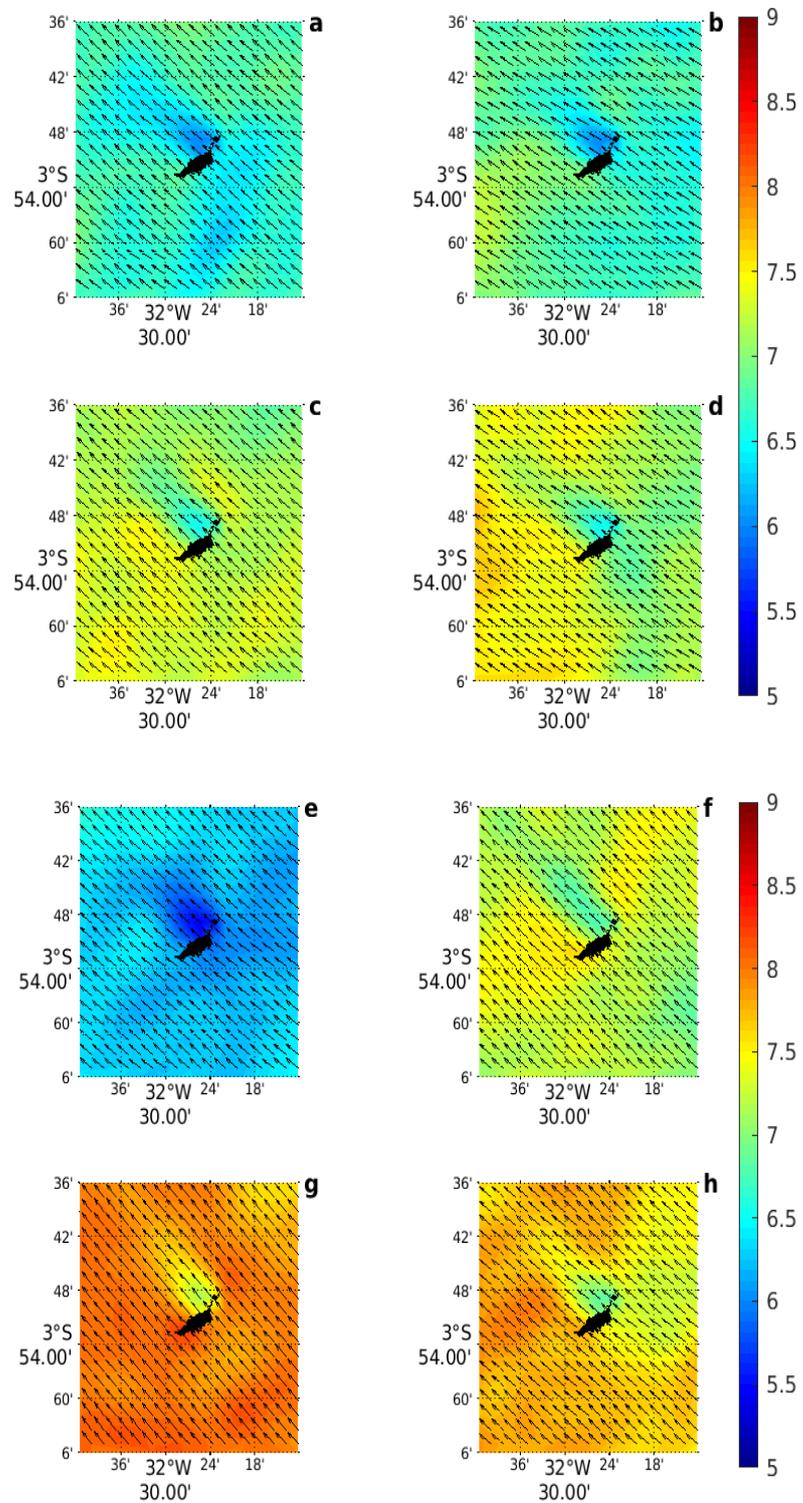
Figura 37 - Médias diárias da velocidade do vento à 10 metros (m/s), para os dias (a) 6 e (b) 7 de julho.



Fonte: O autor (2021).

Diferente da variabilidade horária e diária, a influência da ilha na variação espacial das médias semanais da velocidade do vento é bem evidente na Figura 38. Embora a intensidade do vento tenha variado nas oito semanas, entre 5,5 e 8,5 m/s, é mais visível o EIA a sotavento (noroeste) da ilha. Nas médias semanais de velocidade do vento, a esteira de ventos com velocidade reduzida se propaga para noroeste a partir da ilha, em consequência da direção média predominante de sudeste dos ventos alísios. Em todas as semanas foi possível observar uma redução de pelo menos 1 m/s na velocidade à sotavento da ilha.

Figura 38 - Médias semanais para a velocidade do vento à 10 metros (m/s). Semanas 1,2,3,4,5,6,7 e 8, respectivamente a, b, c, d, e, f, g e h.



Fonte: O autor (2021).

#### 4.4 MODELAGEM ACOPLADA – DISTRIBUIÇÃO VERTICAL

Nas seções anteriores, o impacto da topografia da ilha foi demonstrado no plano horizontal para a superfície do oceano, em 60 m de profundidade e para o nível de superfície da atmosfera. Nessa seção são analisadas as estruturas verticais do oceano e da atmosfera e a influência da ilha sobre as variáveis meteoceanográficas. As estruturas verticais do oceano e da atmosfera foram analisadas em escalas semanais e mensais.

Dois cortes verticais foram analisados. Uma seção vertical latitudinal foi fixada em  $32^{\circ}24'38''\text{O}$ , e uma seção longitudinal fixada em  $3^{\circ}50'24''\text{S}$ , criando um ponto central sobre a ilha de Fernando de Noronha. Dessa forma, foi possível observar o comportamento das variáveis na proximidade da ilha e o impacto da mesma na dinâmica vertical do oceano e da atmosfera.

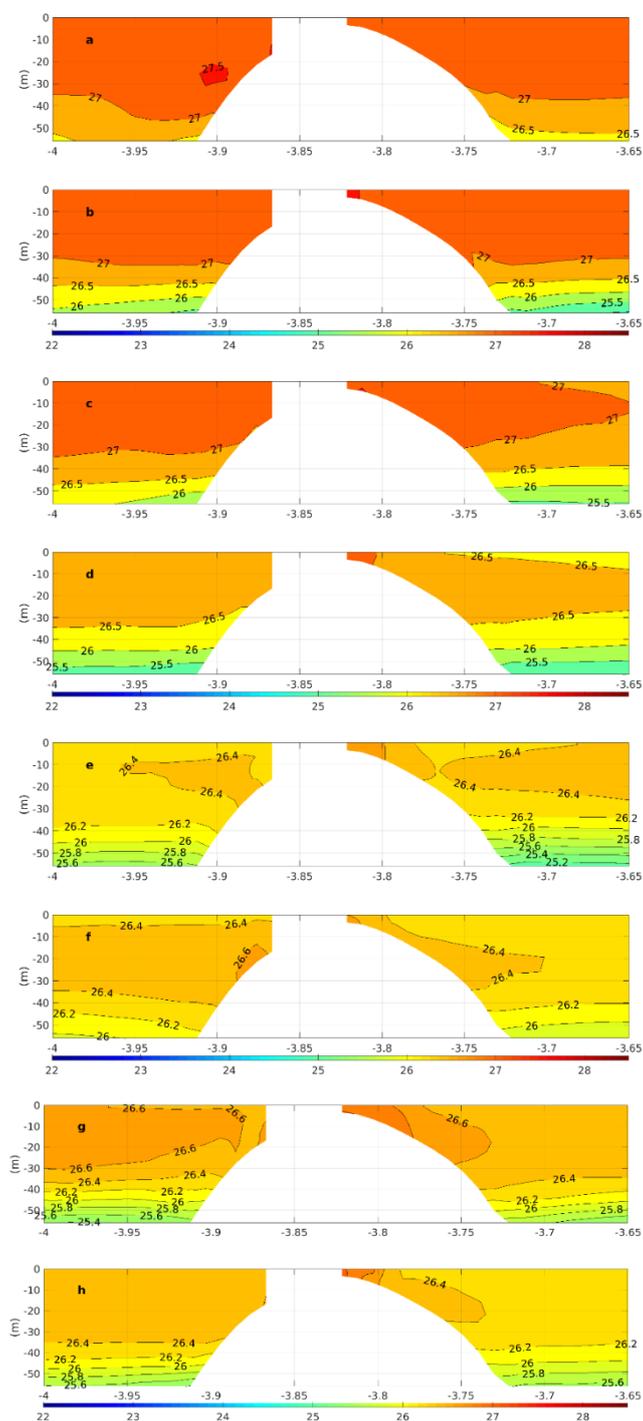
##### 4.4.1 Temperatura no oceano

A estrutura vertical da temperatura do oceano para as 8 (oito) semanas de simulação é analisada para a seção latitudinal e seção longitudinal.

A análise latitudinal (Figura 39) mostra, nas primeiras 3 (três) semanas (Figura 39a, 39b, 39c), valores de  $27^{\circ}\text{C}$  nos primeiros 30 m de profundidade. A partir da quarta semana (Figura 39d) ocorre um resfriamento de  $0,5^{\circ}\text{C}$ , com uma isoterma de  $26,5^{\circ}\text{C}$  observada em todas as latitudes. Nas últimas duas semanas o acúmulo de maior temperatura se concentra ao sul da ilha, o que coincide com os ventos mais intensos identificados nesse período (Figura 38g, h).

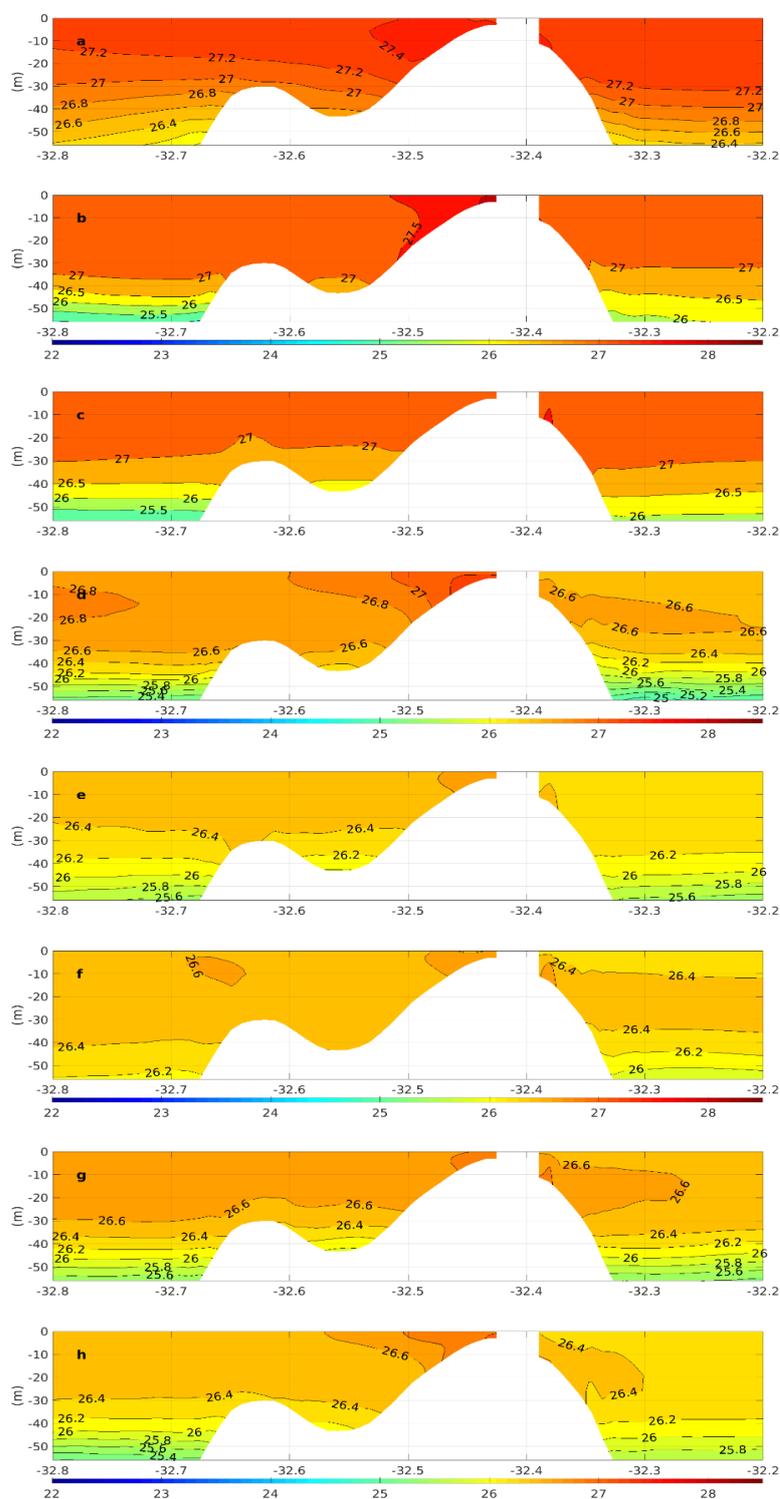
A análise da distribuição longitudinal de temperatura (Figura 40) acompanha o escoamento predominante da cCSE. Nesta seção longitudinal identifica-se um núcleo de maior aquecimento presente ao longo das oito semanas na porção superior a sotacorrente (do lado oeste), adjacente à ilha. Este efeito corresponde ao fenômeno “warm-wake” ou esteira quente, identificado na superfície a sotavento da ilha. Nesta porção a sotavento, a redução dos ventos e correntes contribuem para um acúmulo de calor na coluna d’água.

Figura 39 - Estrutura vertical latitudinal das médias semanais (a, b, c, d, e, f, g, h) da temperatura do oceano (°C). Profundidade x Latitude.



Fonte: O autor (2021).

Figura 40 - Estrutura vertical longitudinal das médias semanais da temperatura do oceano (°C).  
Profundidade x Longitude.



Fonte: O autor (2021).

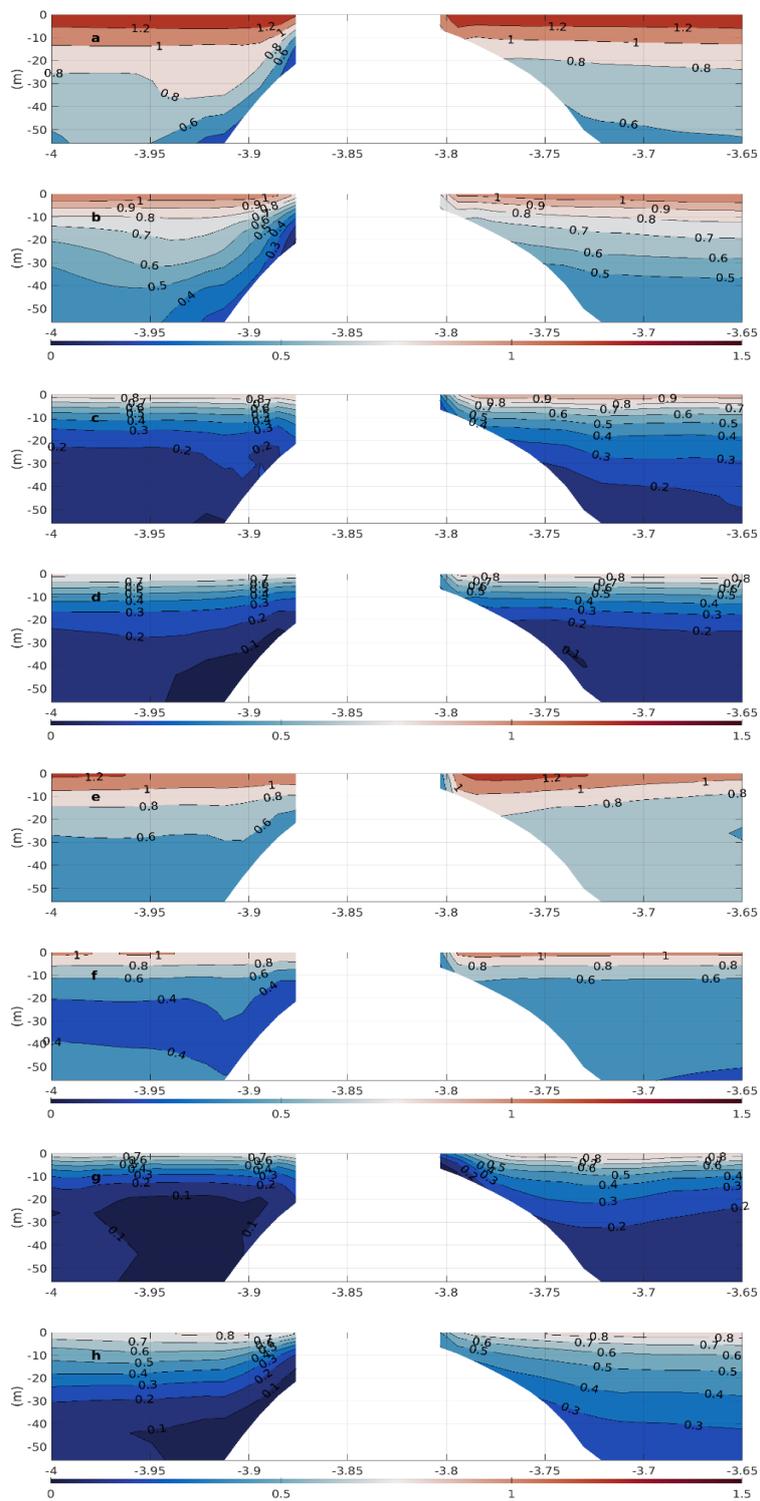
#### 4.4.2 Velocidade das correntes oceânicas

Assim como para a temperatura, foram realizadas seções verticais latitudinais e longitudinais para as médias do módulo da velocidade das correntes oceânicas (Figuras 41 e 42).

Na estrutura latitudinal (Figura 41), a intensidade das correntes variou entre 0,1 e 1,2 m/s, com maiores valores na superfície e reduzindo com a profundidade. Na primeira e segunda semanas (Figura 41a, b), a velocidade na camada superior (acima de 10 m) foi de 1,2 m/s tanto a leste como a oeste da ilha. A partir da terceira semana a velocidade reduziu (Figura 41c), valores superiores de velocidade foram observados novamente na quinta e sexta semana. Na avaliação da estrutura latitudinal não é possível identificar variações associadas ao EI.

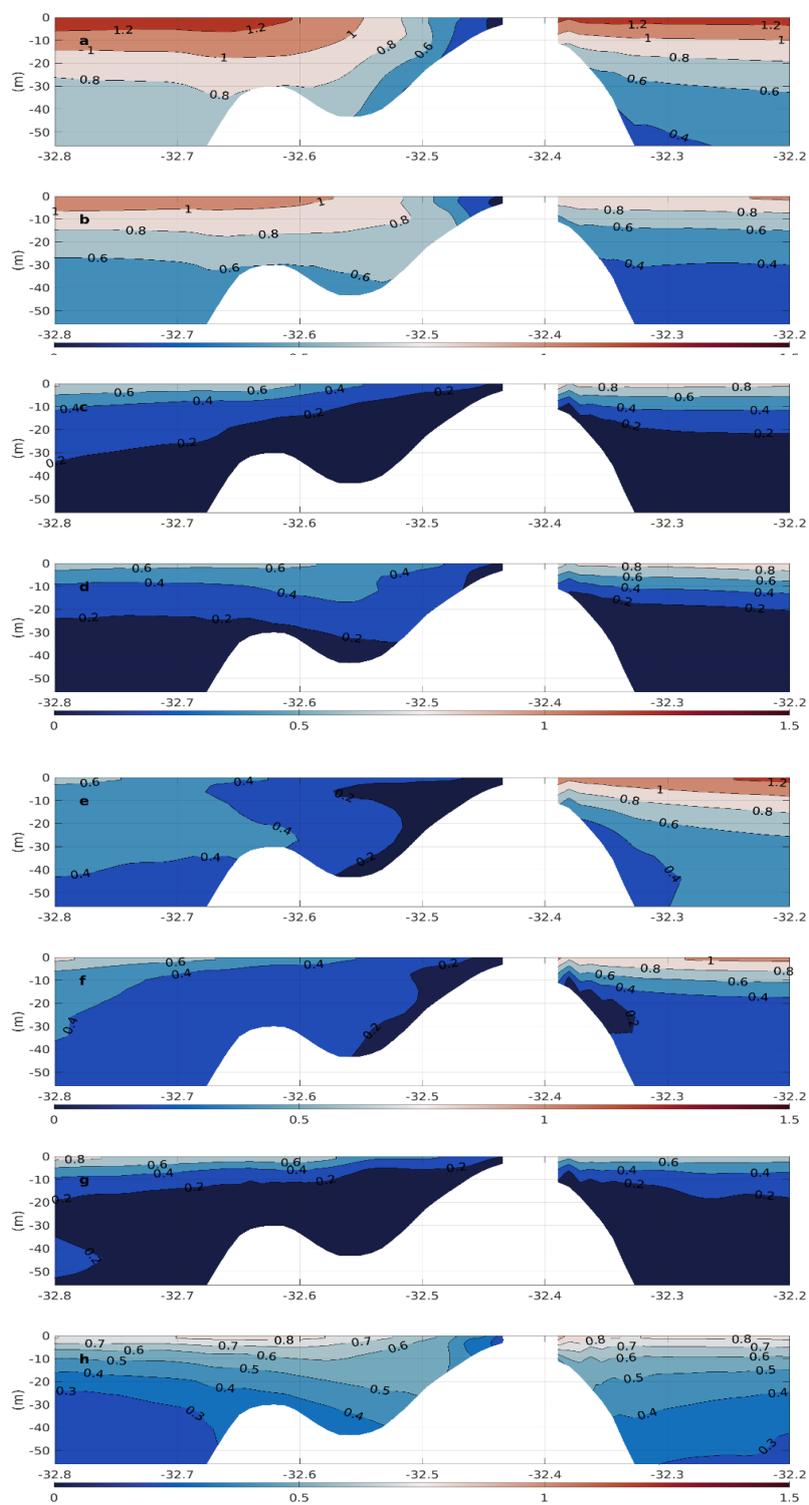
A Figura 42 representa o comportamento da estrutura vertical longitudinal, que acompanha a cCSE. Como esperado, o lado oeste da ilha apresenta velocidades inferiores ao lado leste, como visto nas médias semanais superficiais para a velocidade do vento (Figura 37). A ilha atua como obstáculo, reduzindo as velocidades em até 1 m/s na região a oeste, em relação ao lado leste (Figura 42a). O EI é mais evidente nos cortes longitudinais, devido a direção da cCSE, que flui predominantemente para oeste (STRAMMA; SCHOTT, 1999).

Figura 41 - Estrutura vertical latitudinal das médias semanais do módulo da velocidade das correntes (m/s).  
Profundidade x Latitude.



Fonte: O autor (2021).

Figura 42 - Estrutura vertical longitudinal das médias semanais do módulo da velocidade das correntes (m/s). Profundidade x Longitude



Fonte: O autor (2021).

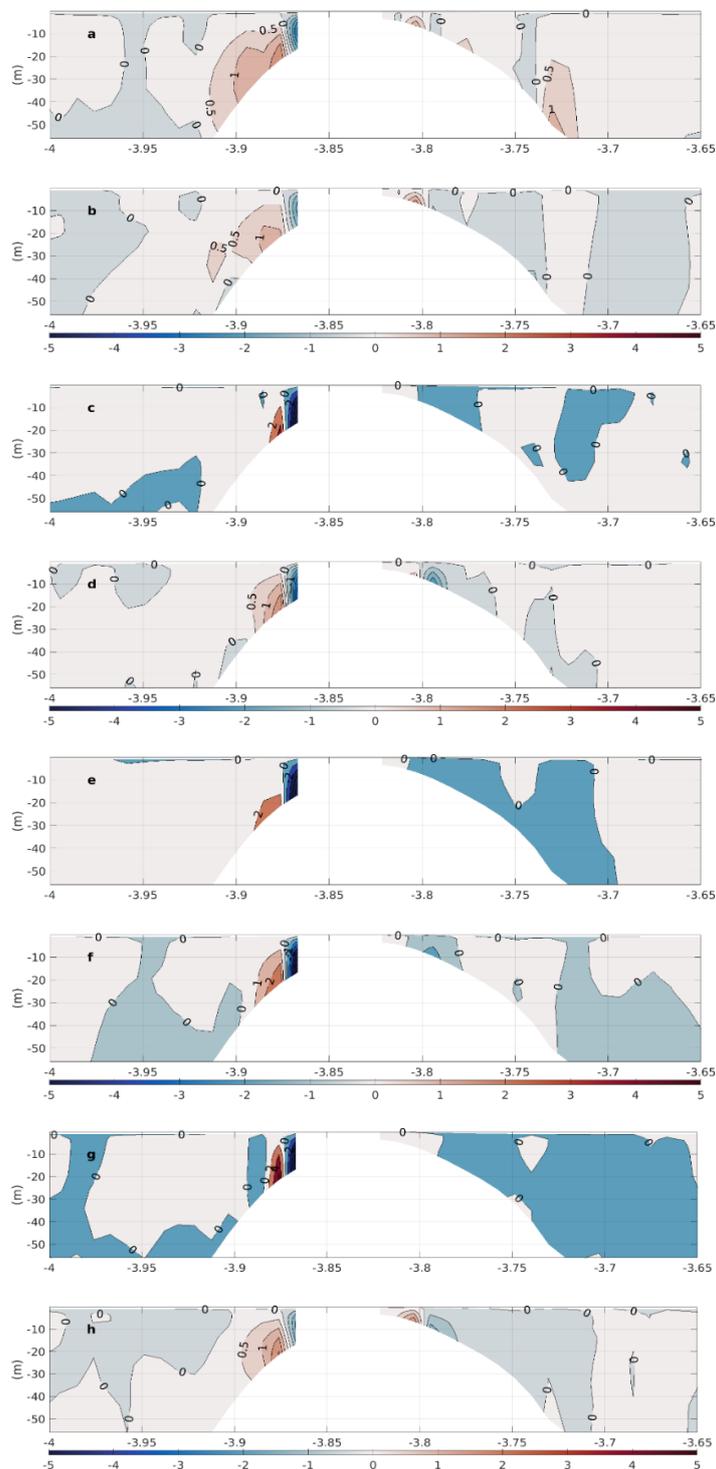
As médias semanais da componente vertical da velocidade é analisada nas Figuras 43 e 44. Para melhor visualização os valores foram multiplicados por 1000.

Analisando o corte latitudinal, valores extremos são observados ao sul da ilha (Figura 43). A área adjacente ao sul da ilha é marcada por dois núcleos de velocidade vertical, um negativo bem na costa da ilha, seguido por outro positivo um pouco mais ao sul. O núcleo de velocidades negativas é presente desde a superfície até 20 m de profundidade, o que contribui para a subducção e acúmulo de águas mais aquecidas. Enquanto o núcleo positivo, que poderia contribuir para ascensão de águas mais frias, é subsuperficial, restrito à profundidades abaixo de 10 m. Este padrão é presente em todas as médias semanais.

Em longitude (Figura 44), os transportes verticais mais intensos ocorrem no lado leste da ilha, confinados a costa, entre 15 m de profundidade até a superfície, onde é possível observar um transporte positivo e negativo, demonstrando uma área de alta turbulência e recirculação entre águas superficiais e subsuperficiais.

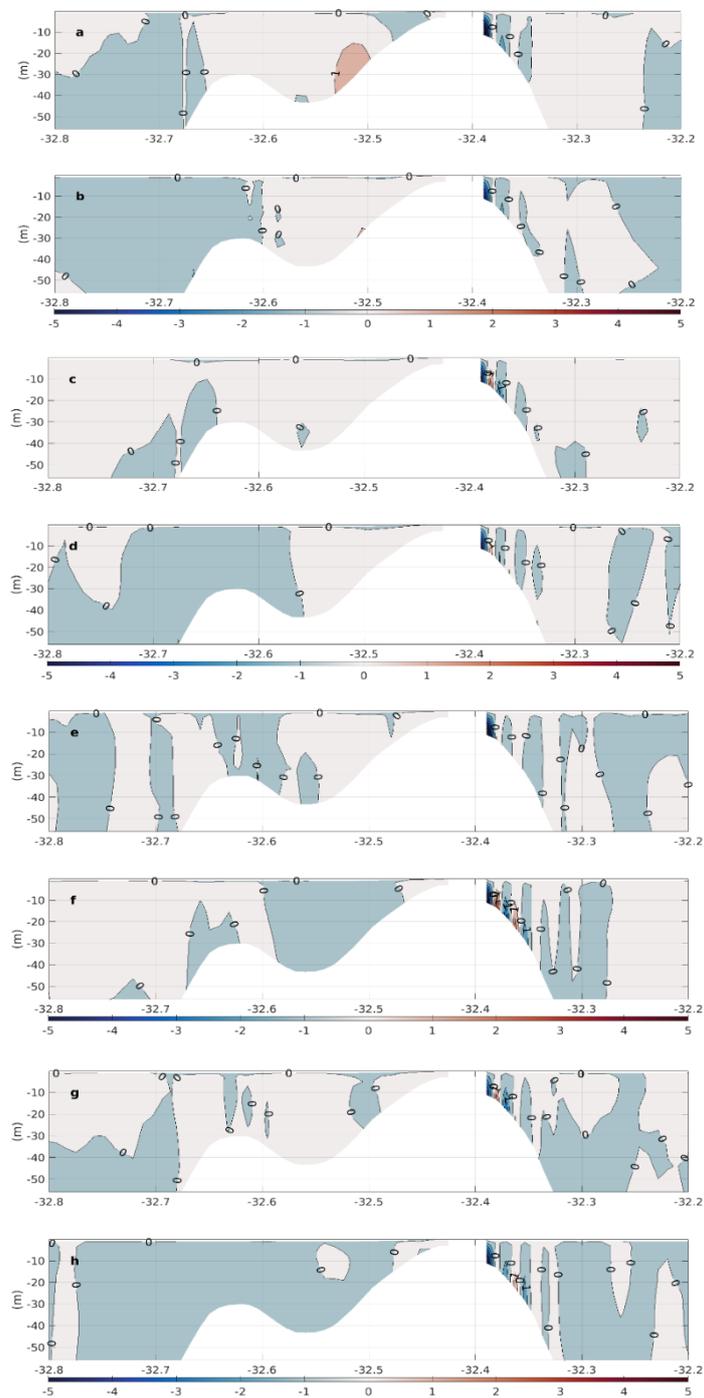
Exceto pelas regiões confinadas a costa, a velocidade vertical é próxima de zero, evidenciando que a ilha atua com um obstáculo, e altera a dinâmica de circulação oceânica nas proximidades, assim como na distribuição da temperatura.

Figura 43 - Estrutura vertical latitudinal das médias semanais para a velocidade vertical das correntes, em  $\text{m/s} \times 10^{-3}$ . Profundidade (m) pela latitude ( $^{\circ}$ ).



Fonte: O autor (2021).

Figura 44 - Estrutura vertical longitudinal das médias semanais para a velocidade vertical das correntes, em  $\text{m/s} \times 10^{-3}$ . Profundidade (m) pela longitude ( $^{\circ}$ ).



Fonte: O autor (2021).

### 4.4.3 Temperatura do oceano e da atmosfera

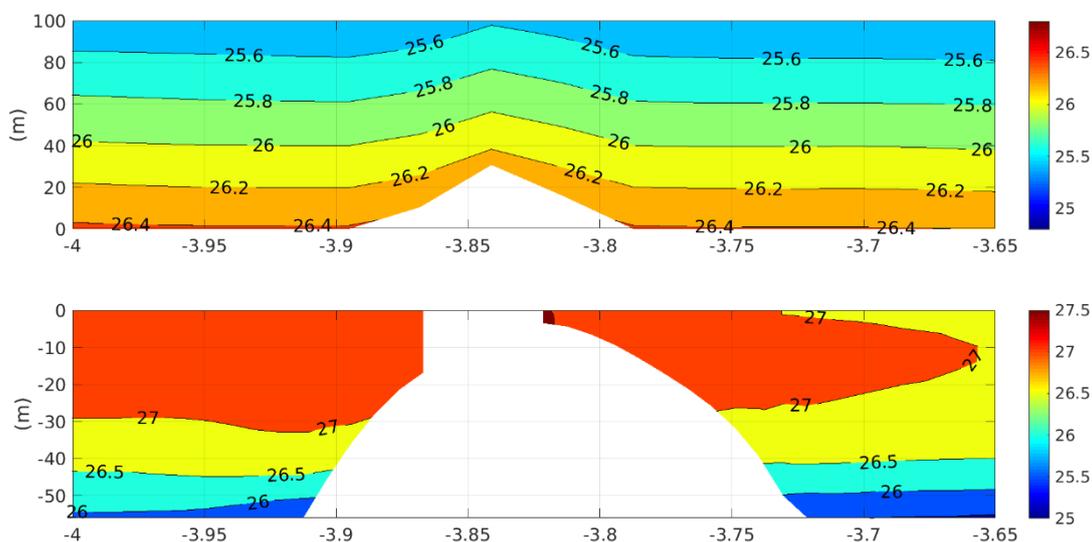
A estrutura vertical da temperatura no oceano e na atmosfera é analisada através das médias mensais para julho e agosto de 2014 (Figuras 45 a 48).

Na estrutura vertical latitudinal (Figura 45), para o mês de julho, a temperatura superficial na atmosfera não apresenta variações significativas entre os lados da ilha, com valores de aproximadamente 27°C no oceano e 26,4°C nos primeiros metros da atmosfera.

Ao Norte, entre 3,65°S e 3,7°S a temperatura do oceano superficial sofre um resfriamento de 0,5°C, atingindo 26,5°C e o padrão de diminuição ocorre também na atmosfera que é de 26,4°C na superfície.

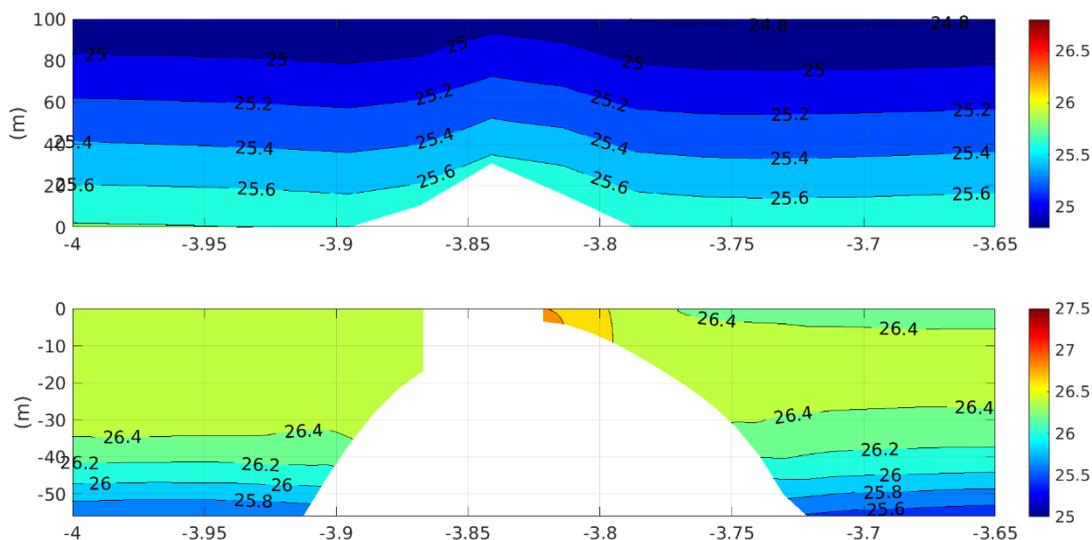
Em agosto, as temperaturas médias do oceano em latitude foram menores na superfície, 26,4°C até a profundidade de 30 metros de profundidade no lado sul da ilha. Embora no lado norte da ilha tenha um aumento de temperatura do oceano, essa mudança não causou uma alteração na temperatura do ar.

Figura 45 - Estrutura vertical latitudinal de temperatura do oceano e atmosfera (°C) para julho de 2014.



Fonte: O autor (2021).

Figura 46 - Estrutura vertical latitudinal de temperatura do oceano e atmosfera (°C) para agosto de 2014.

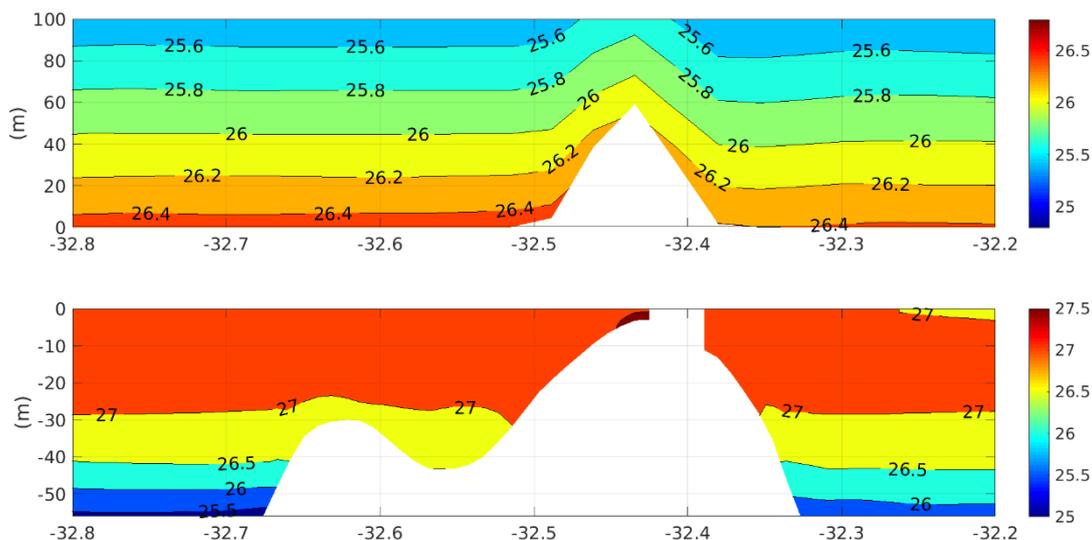


Fonte: O autor (2021).

As Figuras 47 e 48 representam os cortes longitudinais médios para os meses de julho e agosto de 2014. Corroborando com as médias latitudinais, o mês de julho foi mais quente que o mês de agosto, tanto no oceano como na atmosfera.

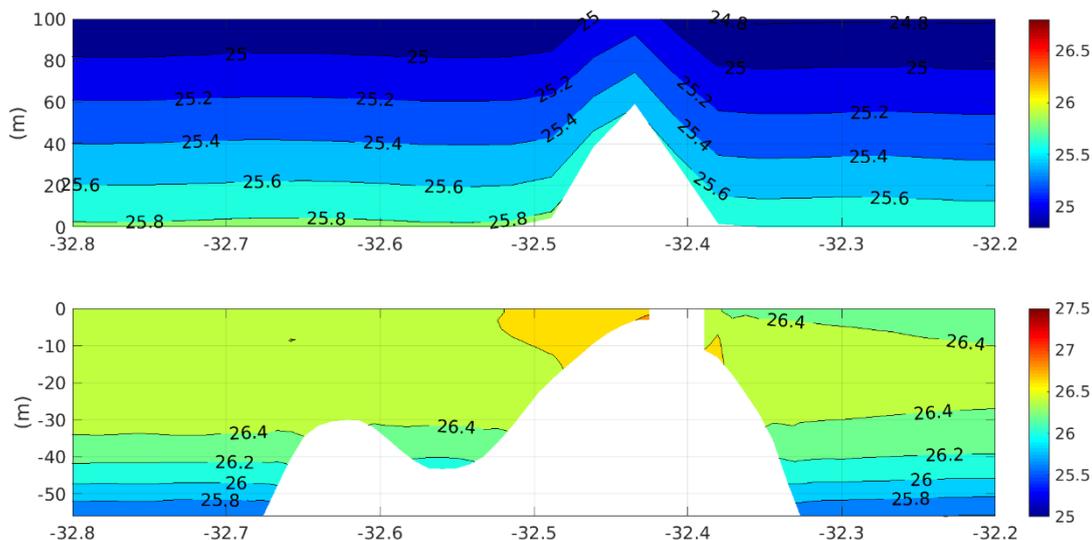
Na estrutura de temperatura oceânica existe um núcleo de aquecimento à oeste da ilha, adjacente a costa, identificado em ambos os meses, cobrindo desde a ilha até  $32,55^{\circ}\text{O}$ . Tanto na atmosfera, quanto no oceano, a diferença média entre os valores de temperatura à oeste foi superior em  $0,2^{\circ}\text{C}$ , em ambos os meses. Na superfície o oceano esteve  $0,5^{\circ}\text{C}$  mais quente, durante o mês de julho, e  $0,6^{\circ}\text{C}$  na atmosfera nos primeiros 20 m. O fenômeno de *warm-wake* a oeste da ilha contribui para um aumento da temperatura do ar nos primeiros metros. Como observado nos campos de vento das oito semanas simuladas (Figura 38), a direção predominantemente foi de Sudeste, com velocidade reduzida em aproximadamente 1 m/s na região da esteira. Segundo AZEVEDO et al (2021), essa redução do vento é um dos fatores que podem contribuir para a formação dessa esteira quente no oceano que, conseqüentemente transfere calor para a atmosfera em contato.

Figura 47 - Estrutura vertical longitudinal de temperatura do oceano e atmosfera (°C) para julho de 2014.



Fonte: O autor (2021).

Figura 48 - Estrutura vertical longitudinal de temperatura do oceano e atmosfera (°C) para agosto de 2014.



Fonte: O autor (2021).

#### 4.4.4 Velocidades das correntes oceânicas e dos ventos

A análise do módulo das velocidades do vento e correntes em latitude, no mês julho (Figura 49), não apresentou diferenças significativas. O vento foi mais intenso ao

norte da ilha, com uma diferença em torno de 0,2 m/s e as correntes se intensificaram também ao norte com uma diferença de 0,1 m/s.

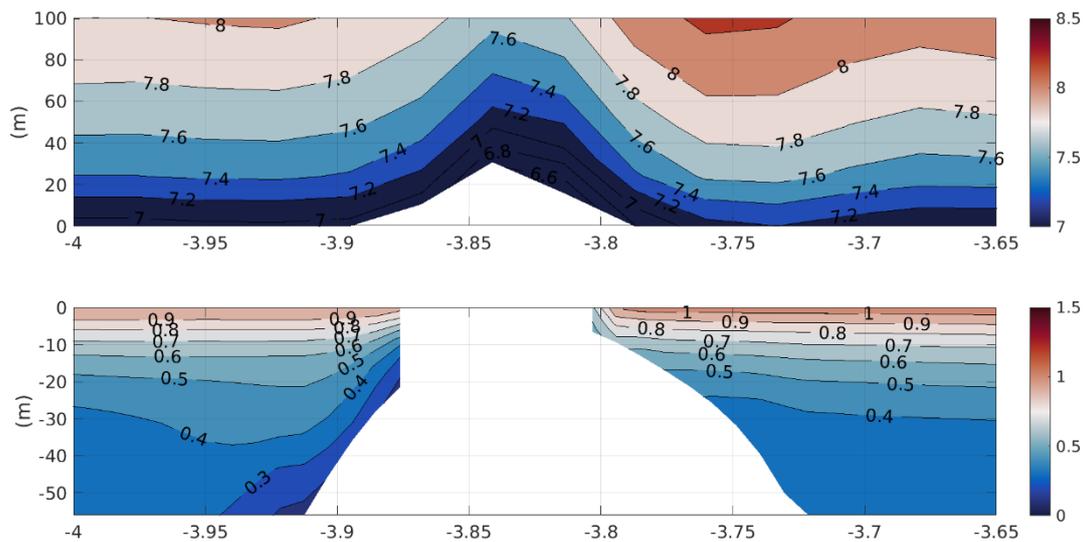
Em agosto, a intensidade média do vento teve uma redução de 7,4 m/s ao sul para 7,2 m/s ao norte da ilha (Figura 50) nos primeiros 15 m. No entanto, essa fraca mudança de velocidade do vento praticamente não alterou o padrão de correntes em ambos os lados.

Na análise longitudinal para julho, nos primeiros 15 m da atmosfera, o vento não variou em ambos os lados, com valores médios de 7,5 m/s. Parece haver uma redução de 0,2 m/s somente sobre a ilha. Na coluna d'água, o efeito da ilha provocou uma redução nas correntes no lado oeste. A intensidade nos primeiros 15 m da coluna d'água, no lado leste variou entre 0,6 e 0,9 m/s, reduzindo para entre 0,2 e 0,4 na porção oeste adjacente a ilha.

Em agosto, a velocidade média a leste e sobre a ilha foi de 7,5 m/s, porém, a oeste da ilha o vento intensificou para 8 m/s. Na parte oceânica, no entanto, as correntes nos primeiros 10 m, variaram entre 0,6 e 0,8 m/s a leste, para 0,2 e 0,4 m/s a oeste da ilha.

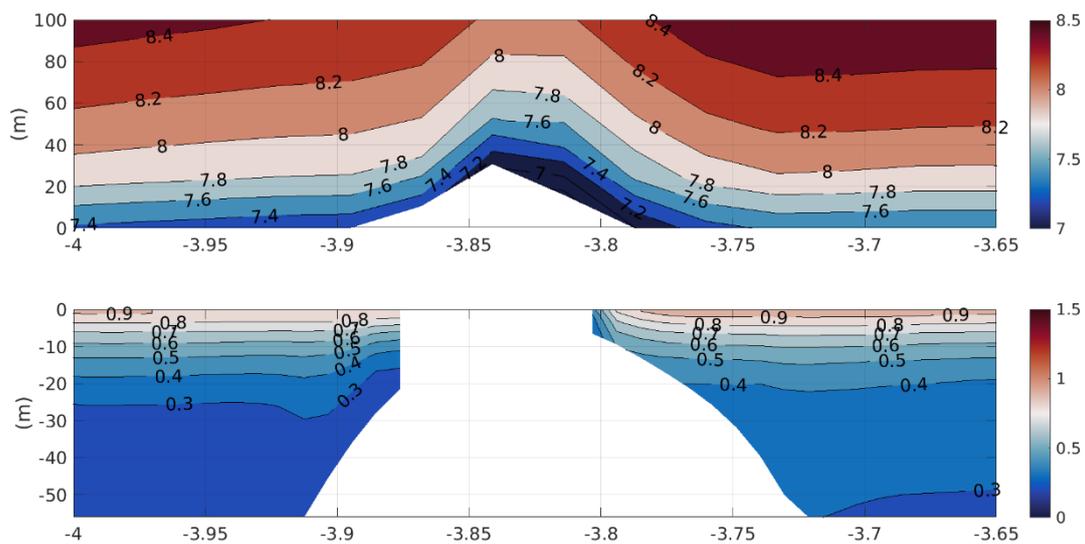
Nas médias mensais longitudinais, a intensidade do vento não parece ter sido o fator condicionante da redução de correntes a oeste da ilha, mas sim a própria ilha como um obstáculo que freou o escoamento.

Figura 49 - Estrutura vertical latitudinal da média mensal para julho de 2014, do módulo da velocidade das correntes e dos ventos (m/s).



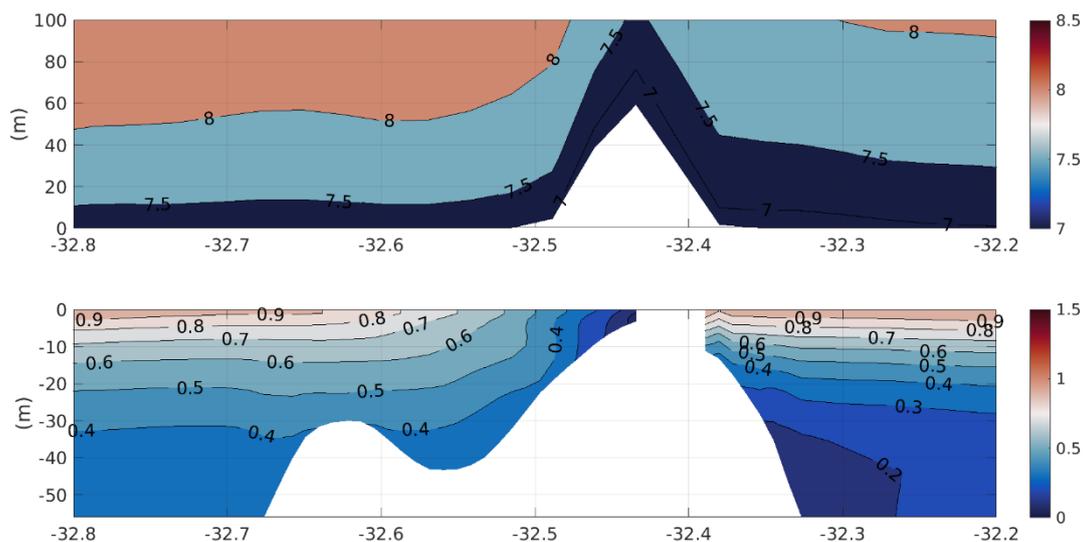
Fonte: O autor (2021).

Figura 50 - Estrutura vertical latitudinal da média mensal para agosto de 2014, do módulo da velocidade das correntes dos ventos (m/s).



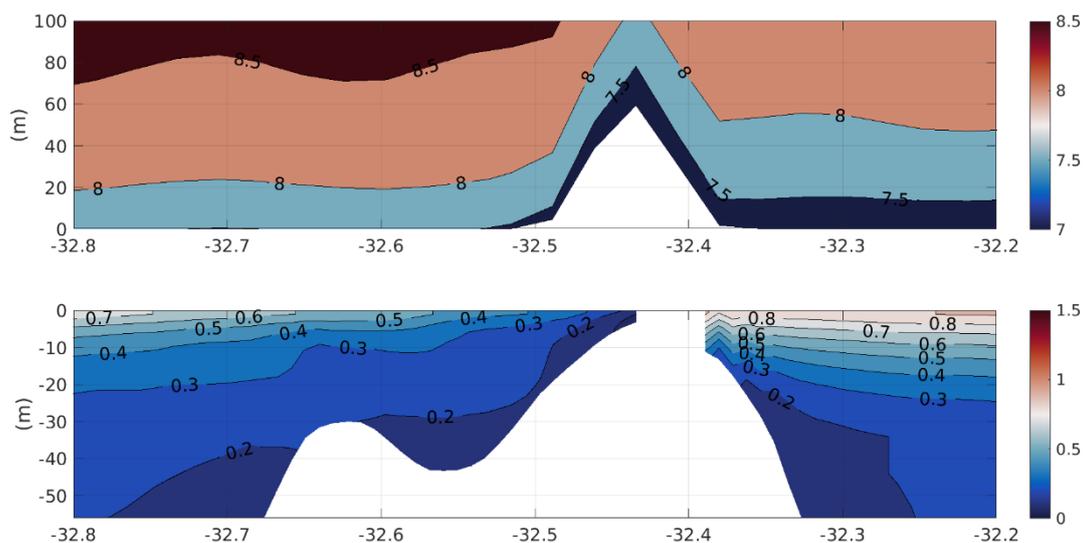
Fonte: O autor (2021).

Figura 51 - Estrutura vertical longitudinal da média mensal para julho de 2014, do módulo da velocidade das correntes dos ventos (m/s).



Fonte: O autor (2021).

Figura 52 - Estrutura vertical longitudinal da média mensal para agosto de 2014, do módulo da velocidade das correntes dos ventos (m/s).



Fonte: O autor (2021).

Nesta seção foi analisado o impacto da ilha na estrutura vertical do oceano e da atmosfera. Considerando a análise latitudinal da componente vertical da corrente, o lado

sul da ilha, apresentou maior turbulência e recirculação vertical. As correntes se apresentaram de forma similar, ao norte e ao sul, já os ventos não variaram muito em ambos os lados.

As análises longitudinais, que acompanham o sentido da cCSE, como esperado, evidenciaram o EI. O lado oeste da ilha apresentou, maiores temperaturas tanto no oceano como na atmosfera inferior, ventos com fraca variação em ambos os lados, porém menores intensidades de correntes superficiais na porção oeste adjacente a ilha.

A análise longitudinal de velocidade vertical do oceano evidencia muitos núcleos ascendentes e subsidentes, o que favorece a mistura de águas superficiais e subsuperficiais. Este efeito não é identificado no lado oeste da ilha, onde praticamente não apresentou mistura vertical. A ausência de mistura vertical do lado oeste associado as correntes superficiais mais fracas, pode ter favorecido o aumento de temperatura neste lado da ilha.

#### 4.5 FLUXOS DE CALOR LATENTE E SENSÍVEL

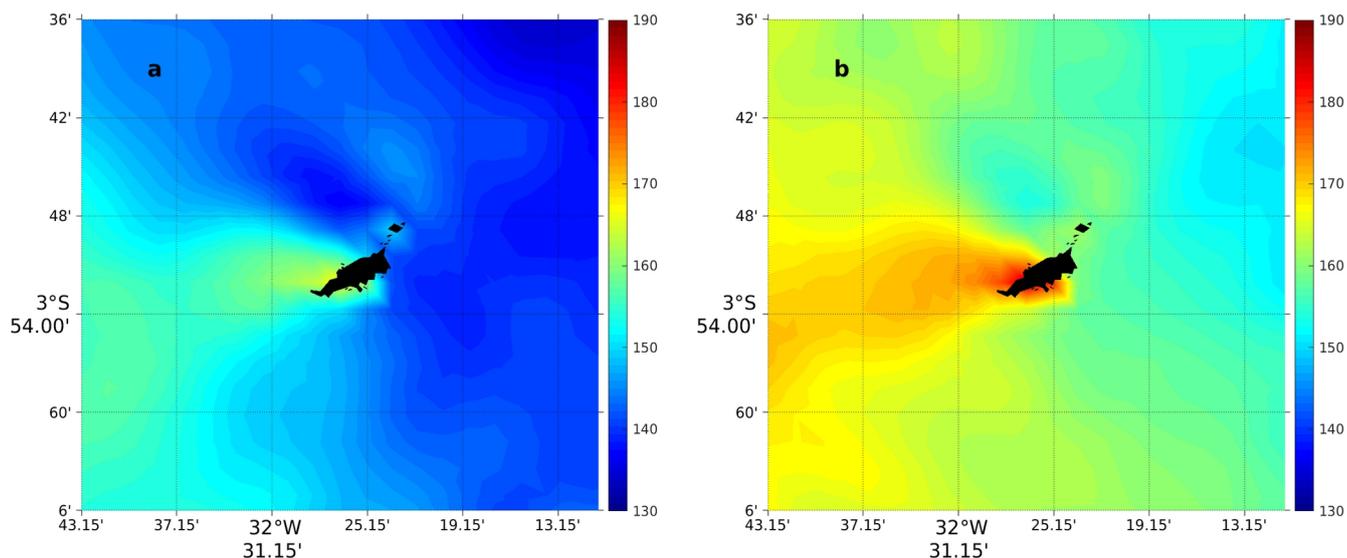
As trocas de fluxos de calor podem ser intensificadas na interface oceano-atmosfera, particularmente nas áreas afetadas pelo EI. Portanto, nesta seção são analisados os fluxos de calor latente e sensível.

Os fluxos modelados foram comparados com a média mensal de julho e agosto de 2014 do Projeto OAFLUX (<http://oaflux.whoi.edu/>). O fluxo de calor latente médio do OAFLUX para julho foi 125 e em agosto 135 W/m<sup>2</sup>. O resultado do modelo aqui analisado superestimou os valores reais em torno de 10 W/m<sup>2</sup> em julho e 30 W/m<sup>2</sup> em agosto. No entanto, essa diferença pode ocorrer devido à alta resolução da modelagem, comparado com a baixa resolução de 1 grau dos dados do OAFLUX. O fluxo de calor sensível médio para julho e agosto do OAFLUX foi de 7 W/m<sup>2</sup>, enquanto os valores modelados foram similares, variando entre 5 e 9 no domínio, com valor médio também de 7 W/m<sup>2</sup>.

O fluxo de calor latente no mês de julho, foi menor que o de agosto, em todo o domínio. Apesar das diferenças dos fluxos, o EI ficou evidente na intensificação dos fluxos para a atmosfera. A partir da ilha, em direção a oeste, forma-se uma pluma bem definida com maior fluxo de calor latente.

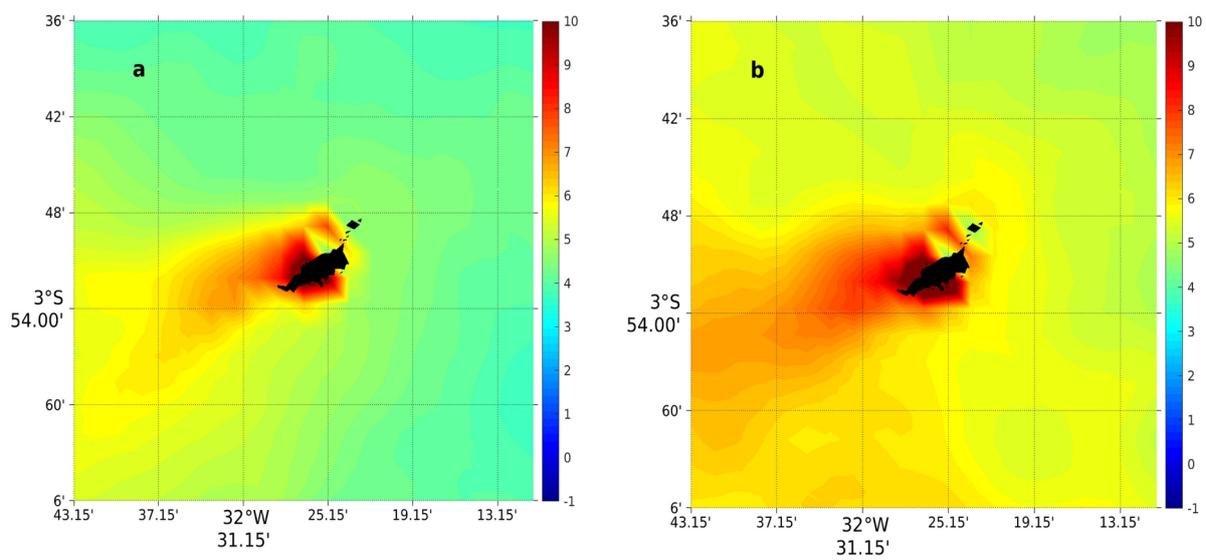
Em ambos os meses, a variação de fluxo de calor latente devido ao EI, teve um aumento de  $30 \text{ W/m}^2$  (Figura 53). O fluxo de calor latente mais intenso em agosto deve-se aos ventos mais intensos que predominaram neste mês, o que pode ser visto nas últimas três semanas modeladas na Figura 38.

Figura 53 - Médias mensais do fluxo de calor latente ( $\text{W/m}^2$ ) para julho (a) e agosto (b).



Fonte: O autor (2021).

Assim como para o calor latente, o calor sensível também foi maior no mês de agosto, devido ao gradiente de temperatura entre oceano e atmosfera (Figura 54). Em ambos os meses o EI intensificou o calor sensível, desenvolvendo uma esteira de maior fluxo para oeste/sudoeste da ilha. Na média, o EI contribuiu para um aumento do fluxo de calor sensível em  $4 \text{ W/m}^2$ , em relação a região ao redor.

Figura 54 - Médias mensais do fluxo de calor sensível ( $W/m^2$ ) para julho (a) e agosto (b).

Fonte: O autor (2021).

## 5 DISCUSSÃO

De acordo com CALDEIRA et al. (2002), altos valores para a TSM são encontrados a jusante das ilhas oceânicas, conhecidos na literatura como esteira quente ou “*warm-wake*”. De fato, a presença uma esteira mais quente após um obstáculo no fluxo de uma corrente superficial oceânica é um fenômeno observado em diversos estudos de ilhas oceânicas, tais como a Ilha de Madeira (CALDEIRA et al., 2002; CALDEIRA e MARCHESIELLO, 2002; PULLEN et al., 2017; AZEVEDO et al., 2021), Ilha Verde (CHANG et al., 2013; LIU e CHANG, 2018), Ilhas Canárias (ARÍSTEGUI et al., 1997; BARTON et al., 2000, Ilha de Santa Catalina (CALDEIRA et al., 2005), Arquipélago de Juan Fernández (ANDRADE et al., 2014), Arquipélago das Marquesas (MARTINEZ e MAAMAATUAIHUTAPU, 2004), e nos estudos climatológicos de modelagem oceânica, realizados por TCHAMABI et al. (2017) para o Arquipélago de Fernando de Noronha e Atol das Rocas.

Neste trabalho, a modelagem acoplada simulou esse efeito de maior TSM a oeste da ilha, em diferentes escalas de tempo (horária, diária e semanal). O aquecimento à oeste da ilha segue a direção do fluxo do ramo central da Corrente Sul Equatorial, que, ao encontrar com o obstáculo da ilha, cria uma esteira quente que se propaga para oeste. Nas médias horárias, a esteira quente teve um aumento de 1,5 °C em relação a TSM ao redor, enquanto nas médias semanais teve um aumento de 1 °C. Na Ilha da Madeira, AZEVEDO et al. (2021) chegaram a identificar 4 °C de anomalia positiva na esteira quente.

O EI identificado em Fernando de Noronha, caracteriza-se por um padrão bimodal, a presença de uma esteira quente para oeste e também uma fria se propagando para sudoeste. Embora neste estudo, a esteira fria tenha sido identificada somente nas análises horárias e na média diária da TSM do dia 6 de julho, a presença dela é de fundamental importância para os estudos aplicados a produtividade e processos biogeoquímicos. O fenômeno de propagação de uma esteira quente e fria em uma mesma região, após uma ilha, também foi observado na Ilha de Madeira nos estudos de CALDEIRA e TOMÉ (2013) e nas ilhas do Havaí por KERSALÉ et al. (2011), que

atribuíram o fenômeno à presença de vórtices e ao confinamento dos mesmos no entorno da ilha.

A presença da esteira fria, identificada neste estudo, está associada a distribuição de vorticidade relativa negativa observada a sudoeste da ilha. A presença de uma vorticidade negativa está associada à circulação ciclônica, que pode ocasionar a ressurgência de águas mais frias, e quebra da estratificação. A relação entre a razão de vorticidade relativa pela vorticidade planetária, indicou que a área de maior vorticidade negativa apresenta atividade de mistura vertical.

No caso da esteira quente, que está associada a área de vorticidade relativa positiva, de circulação anticiclônica, ocorre o acúmulo de águas adjacentes, causando subsidência de massa d'água e aumento da temperatura.

Os perfis latitudinais de temperatura mostram um maior aquecimento ao norte da ilha. Ao analisar os perfis verticais longitudinais, as maiores temperaturas são identificadas no lado oeste da Ilha, nos primeiros 20 m de profundidade.

Em relação as correntes oceânicas, a direção da cCSE apresentou uma variabilidade em diferentes escalas de tempo, mas sempre fluindo para o quadrante oeste.

O impacto do efeito ilha nos campos de velocidade e mudança de direção das correntes superficiais, criando uma estrutura superficial com menores velocidades à jusante de ilhas oceânicas, foi também descrito em outros trabalhos (COUTIS e MIDDLETON, 2002; GOVE, MERRIFIELD e BRAINARD, 2006; KARNAUSKAS, JOHNSON E MURTUGUDDE, 2017). Da mesma forma, os impactos do Arquipélago de Fernando de Noronha no fluxo da cCSE foi demonstrado em outros trabalhos como os de ASSUNÇÃO et al. (2016), TCHMABI et al., (2017) e COSTA DA SILVA et al. (2021).

A topografia de Fernando de Noronha não alterou apenas o comportamento do oceano. Na atmosfera foi possível observar reduções acima de até 1 m/s na velocidade do vento à sotavento da ilha. A predominância dos ventos alísios de sudeste gera um EIA à noroeste da ilha. Esse impacto é bem identificável nas médias semanais.

A análise latitudinal da velocidade das correntes mostrou maiores velocidades ao sul da ilha. No perfil longitudinal as velocidades reduziram a oeste da ilha.

A análise latitudinal do perfil de velocidade vertical mostrou que no sul da ilha existe grande variabilidade dessa componente, com oscilações positivas e negativas, indicando grande atividade de mistura da coluna d'água nessa área. Porém as

velocidades positivas, ascensão de águas, são subsuperficiais, enquanto uma componente negativa chega à superfície. Longitudinalmente, a velocidade vertical é fraca, praticamente nula, a oeste da ilha, com grande variabilidade vertical a leste, porém, neste lado predomina uma velocidade negativa. Ou seja, na parte oeste, não existe mistura na coluna d'água, adjacente à ilha.

O aumento da TSM e a estratificação da coluna d'água (esteira oceânica quente) são considerados como respostas da esteira atmosférica ou EIA (AZEVEDO et al., 2021). Porém, no presente estudo, uma associação de processos físicos na camada superior oceânica, como o enfraquecimento de correntes devido a ilha, a estrutura de vorticidade positiva e consequente aumento da TSM a oeste da ilha, contribuíram para um aumento de temperatura atmosférica nos primeiros metros.

Assim como os ventos e a temperatura do ar apresentaram um comportamento zonal associado ao efeito ilha, os fluxos de calor latente e sensível também foram mais evidentes à oeste da ilha, acompanhando a dispersão da esteira quente. Ocorreu uma variação mensal, com maiores fluxos para a atmosfera em agosto. Porém, em ambos os meses (julho e agosto), os valores do transporte de calor para a atmosfera foram superiores à oeste da ilha (Figuras 53 e 54). O impacto do efeito ilha nas trocas de calor foi documentado para a Ilha de Madeira (PULLEN et al., 2017), entretanto é a primeira vez que o EI e seu impacto nos fluxos de calor latente e sensível é descrito para a Ilha de Fernando de Noronha. O aumento de fluxo de calor latente para a atmosfera é devido ao aumento de TSM que dissipa o calor para a atmosfera aumentando a temperatura do ar em superfície. A Figura 47 evidencia essa troca de calor. Logo acima das regiões mais quentes do oceano são observadas as maiores temperaturas do ar.

Devido à posição do Arquipélago de Fernando de Noronha, e à direção da corrente superficial e do vento, o efeito ilha se apresenta de forma diferente no oceano e na atmosfera. Na última, ocorre em geral à sotavento, normalmente a noroeste e no oceano é observado à jusante da corrente, no lado oeste da ilha. Para a TSM o sinal do efeito ilha esteve a oeste, acompanhando o efeito nas correntes. Dessa forma quando o vento de sudeste de uma área com TSM menor passa sobre a esteira quente, este transporta o calor sensível para atmosfera sobre a esteira (Figura 54). O fluxo de calor sensível observado sobre a esteira quente foi  $\sim 5 \text{ W/m}^2$  maior que nas outras regiões,

assim como o fluxo de calor latente foi  $\sim 15-20 \text{ W/m}^2$  superior quando comparado com áreas adjacentes, principalmente à leste da ilha.

O EI ocorreu em diferentes direções no oceano e na atmosfera, em razão das diferenças na direção do vento predominante e das correntes superficiais. A variabilidade espacial do EI/EIA ainda não havia sido relatada para o Arquipélago de Fernando de Noronha. É possível afirmar que o Arquipélago de Fernando de Noronha atua com um obstáculo, causando diferentes padrões de circulação no oceano e na atmosfera, apesar da sua pequena área, de apenas  $26 \text{ km}^2$  e altura máxima de 323 m.

O EIA varia entre as ilhas de acordo com sua altitude (BARTON, 2001). Por isso, a esteira de ventos na atmosfera, com uma velocidade reduzida, atuou sobre uma menor área quando comparadas para a esteira formada por correntes oceânicas no Arquipélago. Os sinais do efeito ilha na TSM seguiram os padrões das correntes oceânicas. Para o Arquipélago de Fernando de Noronha, isso indica que as correntes atuam como as principais forçantes na formação da esteira quente que se propaga para oeste, afetando diretamente o fluxo entre o oceano a atmosfera à sotavento da ilha. Com a redução das correntes e dos ventos à oeste da ilha é esperado a redução na mistura do oceano, aumentando assim a temperatura da camada superficial.

Segundo BARTON (2001), a variabilidade no campo de TSM, assim como os padrões de vórtices, podem não ser detectados somente através de dados observacionais, devido à frequência espacial dos mesmos. Desta forma, este trabalho demonstra também a importância da resolução espacial e temporal para a captura de padrões de mesoescala gerados pela dinâmica oceânica em torno da ilha de Fernando de Noronha.

## 6 CONCLUSÃO

Este trabalho teve como objetivo principal a investigação do efeito ilha na região do Arquipélago de Fernando de Noronha, utilizando a modelagem acoplada dos fenômenos de interação entre o oceano e a atmosfera. O uso de modelos numéricos aparece como uma ferramenta importante para a análise destes fenômenos e demais processos de mesoescala e microescala. Até o momento esse é o primeiro estudo de um modelo acoplado aplicado na região do Arquipélago de Fernando de Noronha analisando a resposta do efeito ilha nas variáveis meteocanográficas.

A implementação do modelo acoplado COAWST, em alta resolução busca investigar o impacto dos processos físicos associados ao efeito ilha. Este impacto é pouco observado nas simulações de baixa resolução espacial e temporal, assim como em simulações não acopladas, como exemplo, em modelos globais e até mesmo regionais.

O comportamento do oceano e da atmosfera nem sempre são bem representados em modelos globais, dados de satélites e observacionais, devido à baixa resolução espacial e temporal. Isto limita a identificação de alguns fenômenos de grande variabilidade inerentes a dinâmica oceânica ao redor de ilhas. Para o Arquipélago de Fernando de Noronha a disponibilidade de dados observacionais ainda é escassa. Sendo assim, a modelagem numérica acoplada atua como ferramenta de extrema importância para o estudo do efeito ilha oceânico e atmosférico e suas interações nesta interface.

Esse estudo foi realizado para investigar o impacto dos processos não observados nas simulações não acopladas ou de baixa resolução, para o efeito ilha. O modelo acoplado COAWST apresenta-se como uma ótima ferramenta nos estudos de mesoescala e interação entre o oceano atmosfera, e com bons resultados para o Arquipélago de Fernando de Noronha. O arquipélago de Fernando de Noronha tem forte influência na circulação oceânica e atmosfera.

A simulação realizada neste estudo demonstra a importância da topografia, dos ventos e das correntes oceânicas na formação do efeito ilha. O modelo simulou o impacto dessas forçantes na vortacidade e na formação da esteira de águas quentes e

frias, que se propaga para oeste, aumentando a complexidade da circulação de mesoescala na região.

O acoplamento entre o ROMS e o WRF possibilitou a descrição e caracterização das trocas entre o oceano e a atmosfera. A alta resolução espacial e temporal permitiu também uma simulação mais realista. O efeito ilha foi bem representado pela simulação em diferentes variáveis do oceano e da atmosfera, e permitiu quantificar o impacto do mesmo nos fluxos de calor. Este estudo permitirá a aplicação desta ferramenta em trabalhos futuros necessários para melhor compreender o papel das trocas na interface oceano-atmosfera em estudos de previsão do tempo na região. Além disso, a variabilidade da circulação em mesoescala contribui para estudos sobre a distribuição das propriedades biogeoquímicas ao redor da ilha e possibilita o monitoramento do efeito ilha no Arquipélago de Fernando de Noronha.

## REFERÊNCIAS

- AMANTE, C.; EAKINS, B. W. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model. **NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC**, v. 24, n. October, p. 19, 2009. DOI: 10.7289/V5C8276M.
- ANDRADE, I. et al. Island mass effect in the Juan Fernández Archipelago (33°S), Southeastern Pacific. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 84, p. 86–93, 2014. DOI: 10.1016/j.dsr.2013.10.009.
- ANTHES, R. A. **Regional models of the atmosphere in middle latitudes**. **Monthly Weather Review**, 1983. DOI: 10.1175/1520-0493(1983)111<1306:RMOTAI>2.0.CO;2.
- ANTHES, R. A. et al. Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 115, n. 488, p. 763–806, 1989. DOI: 10.1002/qj.49711548803.
- ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. **Computational Design of the Basic Dynamical Processes of the UCLA General Circulation Model**. Academic Press, v. 17, 1977. DOI: 10.1016/b978-0-12-460817-7.50009-4.
- ARÍSTEGUI, J. et al. The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution: A study of mesoscale variation around Gran Canaria. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 44, n. 1, p. 71–96, 1997. DOI: 10.1016/S0967-0637(96)00093-3.
- ARÍSTEGUI, J. et al. Island-induced eddies in the Canary Islands. **Deep-Sea Research Part I**, v. 41, n. 10, p. 1509–152. 1994. DOI: 10.1016/0967-0637(94)90058-2.
- ASSUNÇÃO, R. V. et al. Spatial-temporal variability of the thermohaline properties in the Coastal Region of Fernando de Noronha Archipelago, Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 1. N. 75, p. 521-516, 2016.
- AWO, F. M. et al. Sea Surface Salinity Signature of the Tropical Atlantic Interannual Climatic Modes. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 123, n. 10, p. 7420–7437. 2018. DOI: 10.1029/2018JC013837.
- AZEVEDO, C. C. et al. Convection and Heat Transfer in Island (Warm) Wakes, **Journal of Physical Oceanography**, v. 51(4), p.1187-1203, 2021.
- BARKLEY, R. A. J. **Atoll's Wake**, n. 203, 1972.
- BARTON, E. D. et al. The transition zone of the Canary Current upwelling region.

- Progress in Oceanography**, v. 41, n. 4, p. 455–504, 1998. DOI: 10.1016/S0079-6611(98)00023-8.
- BARTON, E. D. Island Wakes. **Encyclopedia of Ocean Sciences**, p. 1397–1403, 2001. DOI: 10.1006/rwos.2001.0140.
- BARTON, E. D. et al. Lee region of Gran Canaria. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p. 173–193, 2000.
- BENETAZZO, A. et al. Wave-current interaction: Effect on the wave field in a semi-enclosed basin. **Ocean Modelling**, v. 70, p. 152–165, 2013. DOI: 10.1016/j.ocemod.2012.12.009.
- BIGG, G. R. et al. The role of the oceans in climate. **International Journal of Climatology**, v. 23, n. 10, p. 1127–1159, 2003. DOI: 10.1002/joc.926.
- BLACKBURN, M. Conditions related to upwelling which determine distribution of tropical tunas off western Baja California. **Fish. Bull.**, v. 68, n. 1, p. 147–176, 1969.
- BLUMBERG, A. F.; MELLOR, G. L. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in: Three-dimensional Coastal Ocean Models. **Coastal and Estuarine Sciences**, v. 4, p. 1–16, 1987. DOI: 10.1029/CO004p0001.
- BOUIJ, N.; RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v 104, n. C4, p. 7649–7666, 1999. DOI: 10.1029/98JC02622
- BOSC, C.; DELCROIX, T.; MAES, C. Barrier layer variability in the western Pacific warm pool from 2000 to 2007. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. C6, p. C06023, 2009. DOI: 10.1029/2008JC005187.
- BRAGA, E. S.; CHIOZZINI, V. G.; BERBEL, G. B. B. Oligotrophic water conditions associated with organic matter regeneration support life and indicate pollution on the western side of Fernando de Noronha island - NE, Brazil (3°S). **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 66, n. 1, p. 73–90, 2018. DOI: 10.1590/s1679-87592018148306601.
- BUDGEELL, W. P. Numerical simulation of ice-ocean variability in the Barents Sea region. **Ocean Dynamics**, v. 55, n. 3–4, p. 370–387, 2005. DOI: 10.1007/s10236-005-0008-3.
- CALDEIRA, R. M. A. et al. Sea-Surface signatures of the island mass effect phenomena around Madeira Island, Northeast Atlantic. **Remote Sensing of Environment**, v. 80, n. 2, p. 336–360, 2002. a. DOI: 10.1016/S0034-4257(01)00316-9.
- CALDEIRA, R. M. A.; MARCHESIELLO, P. Ocean response to wind sheltering in the

- Southern California Bight. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 13, p. 13-1-13-4, 2002. DOI: 10.1029/2001GL014563.
- CALDEIRA, R. et al. Challenges of building an operational ocean forecasting system for small island regions: Regional to local. **Journal of Operational Oceanography**, v. 9, n. 1, p. 12, 2016. DOI: 10.1080/1755876X.2016.1205304.
- CALDEIRA, R. M. A.; TOMÉ, R. Wake Response to an Ocean-Feedback Mechanism: Madeira Island Case Study. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 148, n. 2, p. 419–436, 2013. DOI: 10.1007/s10546-013-9817-y.
- CALDEIRA, R. M. A. et al. Island wakes in the Southern California Bight. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 110, n. 11, p. 1-20, 2005.
- CALLIARI, L. et al. **Sandy Beaches of Brazilian Oceanic Islands**. 2016
- CLAYSON C. A. et al. Effects of Rainfall on the Atmosphere and the Ocean During Spurs-2. **Oceanography**. v. 32, n. 2, 2019.
- CARTON, J. A.; HUANG, B. Warm Events in the Tropical Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 24, n. 888–903, 1993.
- CARTON, J. A.; ZHOU, Z. Annual cycle of sea surface temperature in the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research C: Oceans**, v. 102, n. C13, p. 27813–27824, 1997. DOI: 10.1029/97JC02197.
- CASTANEDO, S. A high resolution operational oil spill model at Santander Bay (Spain): Implementation and validation. **Anais: International oil spill conference 2014**, p. 516–530, 2014.
- CASTRO, B. M. et al. Multidisciplinary oceanographic processes on the Western Atlantic continental shelf between 4 N and 34 S. **The sea**, v. 14, n. January, p. 259–293, 2005.
- CHANG, M. H. et al. Kuroshio-induced wake in the lee of Green Island off Taiwan. **Journal of geophysical Research: Ocean**, v. 118, n. 3, p. 419-436, 2013.
- CHAPMAN, D. C. **Numerical treatment of cross-shelf open boundaries in a barotropic coastal ocean model**. **J. Phys. Oceanogr.**, 1985. DOI: 10.1175/1520-0485(1985)015<1060:ntocso>2.0.co;2.
- CHELTON, D. B. et al. Ocean Winds. **Science**, v. 303, n. February, p. 978–983, 2004.
- CHELTON, D. B.; XIE, S. Coupled Atmosphere-Ocean Interactions at Ocean Mesoscales. **Oceanography**, v. 23, n. 4, p. 52–69, 2010. DOI: 10.5670/oceanog.2010.05.COPYRIGHT.

- CHEN, S. S. et al. The CBLAST-Hurricane program and the next-generation fully coupled atmosphere-wave-ocean models for hurricane research and prediction. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, n. 3, p. 311–317, 2007. DOI: 10.1175/BAMS-88-3-311.
- CHOPRA, K. P. Atmospheric and Oceanic Flow Problems Introduced By Islands. **Advances in Geophysics**, v. 16, p. 297–421, 1973. DOI: 10.1016/S0065-2687(08)60354-4.
- CINTRA, M. M. et al. Physical processes that drive the seasonal evolution of the Southwestern Tropical Atlantic Warm Pool. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 72, n. January 2018, p. 1–11, 2015. DOI: 10.1016/j.dynatmoce.2015.08.001. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2015.08.001>.
- COCHRANE, J. D.; KELLY, F. J.; OLLING, C. R. Subthermocline Countercurrents in the Western Equatorial Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, 1979. DOI: 10.1175/1520-0485(1979)009<0724:scitwe>2.0.co;2.
- CORDANI, U. G. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. **Boletim: Instituto de Geociências e Astronomia**, v. 1, p. 9-75, 1970.
- COSTA DA SILVA, A. et al. Surface Circulation and Vertical Structure of Upper Ocean Variability Around Fernando de Noronha Archipelago and Rocas Atoll During Spring 2015 and Fall 2017. **Frontiers in Marine Science**, v. 8, n. April, p. 1-16, 2021.
- COURANT, R.; FRIEDRICHS, K.; LEWY, H. On the Partial Difference Equations of Mathematical Physics. **IBM Journal of Research and Development**, v. 11, n. 2, p. 215–234, 1967. DOI: 10.1147/rd.112.0215.
- COUTIS, P. F., MIDDLETON, J. H. The physical and biological impact of a small island wake in the deep ocean. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 49, n. 8, p. 1341-1361, 2002.
- DI LORENZO, E. Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current System. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 50, n. 14–16, p. 2371–2388, 2003. DOI: 10.1016/S0967-0645(03)00125-5.
- DINNIMAN, M. S.; KLINCK, J. M.; SMITH, W. O. Cross-shelf exchange in a model of the Ross Sea circulation and biogeochemistry. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 50, n. 22–26, p. 3103–3120, 2003. DOI: 10.1016/j.dsr2.2003.07.011.

- DONATELLI, C. et al. Seagrass Impact on Sediment Exchange Between Tidal Flats and Salt Marsh, and The Sediment Budget of Shallow Bays. **Geophysical Research Letters**, v. 45, n. 10, p. 4933–4943, 2018. DOI: 10.1029/2018GL078056.
- DOTY, M. S.; OGURI, M. The island mass effect. **ICES Journal of Marine Science**, v. 22, n. 1, p. 33–37, 1956. DOI: 10.1093/icesjms/22.1.33.
- DREWS, C.; GALARNEAU, T. J. Directional analysis of the storm surge from Hurricane Sandy 2012, with applications to Charleston, New Orleans, and the Philippines. **PLoS ONE**, v. 10, n. 3, p. 1–27, 2015. DOI: 10.1371/journal.pone.0122113.
- DUDHIA, J. A history of mesoscale model development. **Asia-Pacific journal of Atmospheric Sciences**, v. 50, p. 121-131, 2014.
- ELLIOTT, J.; PATTERSON, M.; GLEIBER, M. Detecting 'Island Mass Effect' through remote sensing. **Proceedings of the 12th International Coral Reef Symposium**, n. July, p. 9–13, 2012.
- ESTON, V. R. et al. Vertical distribution of benthic marine organisms on rocky coasts of the Fernando de Noronha Archipelago (Brazil). **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 34, n. 0, p. 37–53, 1986. DOI: 10.1590/s0373-55241986000100004.
- FALLMANN, J. et al. Impact of sea surface temperature on stratiform cloud formation over the North Sea. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 9, p. 4296–4303, 2017. DOI: 10.1002/2017GL073105.
- FLATHER, R. A. A tidal model of the northwest European continental shelf. **Mem. Soc. R. Sci. Liege**, v. 10, p. 141-164, 1976.
- FOLTŹ, G. R. et al. The tropical atlantic observing system. **Frontiers in Marine Science**, v. 6, n. APR, p. 1–36, 2019. DOI: 10.3389/fmars.2019.00206.
- GASPARIN, F.; ROEMMICH, D. The strong freshwater anomaly during the onset of the 2015/2016 El Niño. **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 12, p. 6452–6460, 2016. DOI: 10.1002/2016GL069542.
- GELDERLOOS, R.; STRANEO, F.; KATSMAN, C. A. Mechanisms behind the temporary shutdown of deep convection in the labrador sea: Lessons from the great salinity anomaly years 1968-71. **Journal of Climate**, v. 25, n. 19, p. 6743–6755, 2012. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00549.1.
- GILLESPIE, R. G. Oceanic Islands: Models of Diversity. **Encyclopedia of Biodiversity: second Edition**, p. 590–599, 2013. DOI: 10.1016/B978-0-12-384719-5.00231-8.

- GOVE, J. M. et al. Near-island biological hotspots in barren ocean basins. **Nature Communications**, v. 7, p. 1–8, 2016. DOI: 10.1038/ncomms10581.
- GOVE, J. M.; MERRFIELD, M. A. BRAINARD, R. E. Temporal variability of current-driven upwelling at Jarvis Island. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 111, n. C12, 2006.
- GRIFFIES, S. M. et al. Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs). **Ocean Modelling**, v. 26, n. 1–2, p. 1–46, 2009. DOI: 10.1016/j.ocemod.2008.08.007.
- GRIFOLL, M. et al. Dispersal and transport of river sediment on the Catalan Shelf (NW Mediterranean Sea). **Geophysical Research Abstracts**, v. 16, n. 3, p. 4575, 2014.
- GRODSKY, S. A. et al. Haline hurricane wake in the Amazon/Orinoco plume: AQUARIUS/SACD and SMOS observations. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 20, p. 4–11, 2012. DOI: 10.1029/2012GL053335.
- GRUBIŠIĆ, V.; SACHSPERGER, J.; CALDEIRA, R. M. A. Atmospheric wake of Madeira: First aerial observations and numerical simulations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 72, n. 12, p. 4755–4776, 2015. DOI: 10.1175/JAS-D-14-0251.1.
- HAFNER, J.; XIE, S. P. Far-field simulation of the Hawaiian wake: Sea surface temperature and orographic effects. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, n. 24, p. 3021–3032, 2003. DOI: 10.1175/1520-0469(2003)060<3021:FSOTHW>2.0.CO;2.
- HAIDVOGEL, D. B. et al. Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the Regional Ocean Modeling System. **Journal of Computational Physics**, v. 227, n. 7, p. 3595–3624, 2008. DOI: 10.1016/j.jcp.2007.06.016.
- HAIDVOGEL, D. B.; BECKMANN, A. **Numerical Ocean Circulation Modeling**, 1999. DOI: 10.1142/p097.
- HAIDVOGEL, D. B. et al. Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 32, n. 3–4, p. 239–281, 2000. DOI: 10.1016/S0377-0265(00)00049-X.
- HARARI, J. **Fundamentos de modelagem numérica em Oceanografia**, 2015.
- HARRIS, C. Coupled Atmosphere-Ocean Modelling. **New Frontiers in Operational Oceanography**, p. 445–464, 2018. DOI: 10.17125/gov2018.ch16.
- HASTENRATH, S. Exploring the climate problems of Brazil's Nordeste: A review. **Climatic Change**, v. 112, n. 2, p. 243–251, 2012. DOI: 10.1007/s10584-011-0227-1.

HASTENRATH, S.; MERLE, J. Annual Cycle of Subsurface Thermal Structure in the Tropical Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 17, n. 9, p. 1518–1538, 1987. DOI: 10.1175/1520-0485(1987)017<1518:ACOSTS>2.0.CO;2.

HERNÁNDEZ-LEÓN, S. Gradients of mesozooplankton biomass and ETS activity in the wind-shear area as evidence of an Island mass effect in the Canary Island waters. **Journal of Plankton Research**, v. 10, n. 6, p. 1141–1154, 1988. DOI: 10.1093/plankt/10.6.1141.

HERNÁNDEZ-LEÓN, S. Accumulation of mesozooplankton in a wake area as a causative mechanism of the “island-mass effect”. **Marine Biology**, v. 109, n. 1, p. 141–147, 1991. DOI: 10.1007/BF01320241.

HEYWOOD, K. J.; BARTON, E. D.; SIMPSON, J. H. The effects of flow disturbance by an oceanic island. **Journal of Marine Research**, v. 48, n. 1, p. 55–73, 2008. DOI: 10.1357/002224090784984623.

HIRONS, L. C.; KLINGAMAN, N. P.; WOOLNOUGH, S. J. The Impact of Air-Sea Interactions on the Representation of Tropical Precipitation Extremes. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 10, n. 2, p. 550–559, 2018. DOI: 10.1002/2017MS001252.

HISARD, P.; HÉNIN, C. Response of the equatorial Atlantic Ocean to the 1983-1984 wind from the Programme Français Océan et Climat dans l’Atlantique Equatorial cruise data set. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 92, n. C4, p. 3759–3768, 1987. DOI: 10.1029/JC092iC04p03759.

HOU, A. et al. Forcing of western tropical South Atlantic sea surface temperature across three glacial-interglacial cycles. **Global and Planetary Change**, v. 188, n. August 2019, p. 103150, 2020. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2020.103150.

HOUNSOU-GBO, G. A. et al. Tropical Atlantic Contributions to Strong Rainfall Variability Along the Northeast Brazilian Coast. **Advances in Meteorology**, v. 2015, p. 1–13, 2015. a. DOI: 10.1155/2015/902084.

HUANG, B.; SHUKLA, J. Ocean-atmosphere interactions in the tropical and subtropical Atlantic Ocean. **Journal of Climate**, v. 18, n. 11, p. 1652–1672, 2005. DOI: 10.1175/JCLI3368.1.

JACOB, R.; LARSON, J.; ONG, E. MxN Communication and Parallel Interpolation in CCSM3 using the Model Coupling Toolkit. **Int. J. High Perf. Comp. App.**, v. 19, p. 293–

308, 2005.

JOHNS, W. E. et al. Annual Cycle and Variability of the North Brazil Current. **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, n. 1, p. 103–128, 1998. DOI: 10.1175/1520-0485(1998)028<0103:ACAVOT>2.0.CO;2.

JONES, P. A user's guide for SCRIP: A spherical coordinate remapping and interpolation package. **Los Alamos National Laboratory**, 1997.

KARNAUSKAS, K. B.; JOHNSON, G. C.; MURTUGUDDE, R. On the climate impacts of atolls in the central equatorial Pacific. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 1, p. 197-203, 2017.

KERSALÉ, M.; DOGLIOLI, A. M.; PETRENKO, A. A. Sensitivity study of the generation of mesoscale eddies in a numerical model of Hawaii islands. **Ocean Science**, v. 7, n. 3, p. 277-291. 2011.

KLEMP, J. B.; WILHELMSON, R. B. The Simulation of Three-Dimensional Convective Storm Dynamics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 6, p. 1070–1096, 1978. DOI: 10.1175/1520-0469(1978)035<1070:TSOTDC>2.0.CO;2.

KUMAR, N. et al. Implementation of the vortex force formalism in the coupled ocean-atmosphere-wave-sediment transport (COAWST) modeling system for inner shelf and surf zone applications. **Ocean Modelling**, v. 47, p. 65–95, 2012. DOI: 10.1016/j.ocemod.2012.01.003.

LANDIM DOMINGUEZ, J. M.; DA SILVA PINTO BITTENCOURT, A. C.; MARTIN, L. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. **Sedimentary Geology**, v. 80, n. 3–4, p. 213–232, 1992. DOI: 10.1016/0037-0738(92)90042-P.

LAPRISE, R. The Euler Equations of Motion with Hydrostatic Pressure as an Independent Variable. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 1, p. 197–207, 1992. DOI: 10.1175/1520-0493(1992)120<0197:TEEOMW>2.0.CO;2.

LARGE, W. G.; MCWILLIAMS, J. C.; DONEY, S. C. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. **Reviews of Geophysics**, v. 32, n. 4, p. 363–403, 1994. DOI: 10.1029/94RG01872.

LARSON, J.; JACOB, R.; ONG, E.. The model coupling toolkit: A new Fortran90 toolkit for building multiphysics parallel coupled models. **International Journal of High Performance Computing Applications**, v. 19, n. 3, p. 277–292, 2005. DOI:

10.1177/1094342005056115.

LESSER, G. R. et al. Development and validation of a three-dimensional morphological model. **Coastal Engineering**, v. 51, n. 8–9, p. 883–915, 2004. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2004.07.014.

LIU, C. L.; CHANG, M. H. Numerical Studies of Submesoscale Island Wakes in the Kuroshio. **Journal of Geophysical research: Oceans**, v. 123, n. 8, p. 5669–5687, 2018

LUMPKIN, R.; GARZOLI, S. L. Near-surface circulation in the Tropical Atlantic Ocean.

**Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 52, n. 3, p. 495–518, 2005. DOI: 10.1016/j.dsr.2004.09.001.

LUMPKIN, R.; JOHNSON, G. C. Global Ocean surface velocities from drifters: Mean, variance, El Niño-Southern Oscillation response, and seasonal cycle. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 118, n. 6, p. 2992–3006, 2013. DOI: 10.1002/jgrc.20210.

MAES, C. et al. Observed correlation of surface salinity, temperature and barrier layer at the eastern edge of the western Pacific warm pool. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 6, p. 2–5, 2006. DOI: 10.1029/2005GL024772.

MARCHESIELLO, P.; MCWILLIAMS, J. C.; SHCHEPETKIN, A. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. **Ocean Modelling**, v. 3, n. 1–2, p. 1–20, 2001. DOI: 10.1016/S1463-5003(00)00013-5.

MARCHESIELLO, P.; MCWILLIAMS, J. C.; SHCHEPETKIN, A. Equilibrium structure and dynamics of the California current system. **Journal of Physical Oceanography**, v. 33, n. 4, p. 753–783, 2003. DOI: 10.1175/1520-0485(2003)33<753:ESADOT>2.0.CO;2.

MARTINEZ, E.; MAAMAATUAI AHUTAPU, K. Island mass effect in the Marquesas Islands: Time variation. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 18, p.1-4, 2004.

MELLOR, G. L. Users Guide for Ocean Model. **Ocean Modelling**, v. 8544, n. June, p. 0710, 2004.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics**, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982. DOI: 10.1029/RG020i004p00851.

MERLE, J. Seasonal Heat Budget in the Equatorial Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 10, n. 3, p. 464–469, 1980. DOI: 10.1175/1520-0485(1980)010<0464:shbite>2.0.co;2.

MERLE, J.; ARNAULT, S. Seasonal variability of the surface dynamic topography in the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Marine Research**, v. 43, n. 2, p. 267–288, 1985. DOI: 10.1357/002224085788438667.

MESSIÉ, M. et al. The delayed island mass effect: How islands can remotely trigger blooms in the oligotrophic ocean. **Geophysical Research Letters**, v.47, 2020.

MILLER, A. J. et al. Coupled ocean-atmosphere modeling and predictions. **Journal of Marine Research**, v. 75, n. 3, p. 361–402, 2017. DOI: 10.1357/002224017821836770.

MOLINARI, R. L. Observations of Near-Surface Currents and Temperature in the Central and Western Tropical Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, n. C7, p. 4433–4438, 1983. DOI: 10.1029/JC088iC07p04433.

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Contrib. Geophys. Inst. Acad**, v. 24, n. 151, p. 163–187, 1954.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On dynamics of droughts Northeast Brazil.. **Journal of Atmospheric Science**, v. 38, 1981. DOI: 10.1175/1520-0469(1981)038<2653:OTDODI>2.0.CO;2.

MUNDAY, D. R.; MARSHALL, D. P.; PIGGOTT, M. D. Idealised flow past an island in a dynamically adaptive finite element model. **Ocean Dynamics**, v. 60, n. 4, p. 835–850, 2010. DOI: 10.1007/s10236-010-0291-5.

NCEP/NOAA. NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999 (updated daily). **NCAR Computational and Information systems Laboratory Research Data Archive**, 2000.

OLABARRIETA, M. et al. Ocean-atmosphere dynamics during Hurricane Ida and Nor'Ida: An application of the coupled ocean-atmosphere-wave-sediment transport (COAWST) modeling system. **Ocean Modelling**, v. 43–44, p. 112–137, 2012. DOI: 10.1016/j.ocemod.2011.12.008.

OOYAMA, K. V. A Thermodynamic Foundation for Modeling the Moist Atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 21, p. 2580–2593, 1990. DOI: 10.1175/1520-0469(1990)047<2580:ATFFMT>2.0.CO;2.

ORLANSKI, I. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. **Journal of Computational Physics**, v. 21, n. 3, p. 251–269, 1976. DOI: 10.1016/0021-9991(76)90023-1.

OSIPOV, S.; STENCHIKOV, G. Regional Effects of the Mount Pinatubo Eruption on the

- Middle East and the Red Sea. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 122, n. 11, p. 8894–8912, 2017. DOI: 10.1002/2017JC013182.
- OXENFORD, H. A.; MAHON, R.; HUNTE, W. Distribution and relative abundance of flyingfish (Exocoetidae) in the eastern Caribbean. 1. Adults. **Marine Ecology Progress Series**, v. 117, n. 1–3, p. 11–24, 1995. DOI: 10.3354/meps117011.
- PALACIOS, D. M. Factors influencing the island-mass effect of the Galápagos Archipelago. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 23, p. 49-1-49-4, 2002. DOI: 10.1029/2002gl016232.
- PALMA, E. D.; MATANO, R. P. On the implementation of open boundary conditions for a general circulation model: The three-dimensional case. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 105, n. C4, p. 8605–8627, 2000. DOI: 10.1029/1999jc900317.
- PELIZ, A. et al. Generation and unstable evolution of a density-driven Eastern Poleward Current: The Iberian Poleward Current. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 108, n. 8, p. 1–19, 2003. DOI: 10.1029/2002jc001443.
- PERISSINOTTO, R.; LAUBSCHER, R. K.; MCQUAID, C. D. Marine productivity enhancement around Bouvet and the South Sandwich Islands (Southern Ocean). **Marine Ecology Progress Series**, v. 88, n. 1, p. 41–53, 1992. DOI: 10.3354/meps088041.
- PERLIN, N. et al. Numerical simulation of air-sea coupling during coastal upwelling. **Journal of Physical Oceanography**, v. 37, n. 8, p. 2081–2093, 2007. DOI: 10.1175/JPO3104.1.
- PEZZI, L. P.; RICHARDS, K. J. Effects of lateral mixing on the mean state and eddy activity of an equatorial ocean. **Journal of Geophysical Research C: Oceans**, v. 108, n. 12, p. 1–1, 2003. DOI: 10.1029/2003jc001834.
- PEZZI, L. P. et al. Air-sea interaction at the Southern Brazilian Continental Shelf: In situ observations. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 121, n. 9, p. 6671–6695, 2016. DOI: 10.1002/2016JC011774.
- PEZZI, L. P. et al. Influence of ocean-atmosphere coupling on the properties of tropical instability waves. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 16, p. 4–7, 2004. DOI: 10.1029/2004GL019995.
- PRAKASH, K. R.; NIGAM, T.; PANT, V. Estimation of oceanic subsurface mixing under a severe cyclonic storm using a coupled atmosphere-ocean-wave model. **Ocean Science**, v. 14, n. 2, p. 259–272, 2018. DOI: 10.5194/os-14-259-2018.

PULLEN, J. et al. Coupled ocean-atmosphere forecasting at short and medium time scales. **Journal of Marine Research**, v. 75, n. 6, p. 877–921, 2017. DOI: 10.1357/002224017823523991.

RAYMOND, W. H.; KUO, H. L. A radiation boundary condition for multi-dimensional flows. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 110, n. 464, p. 535–551, 1984. DOI: 10.1002/qj.49711046414.

REVERDIN, G. et al. The near surface tropical Atlantic in 1982-1984: Results from a numerical simulation and a data analysis. **Progress in Oceanography**, v. 27, n. 3–4, p. 273–340, 1991. DOI: 10.1016/0079-6611(91)90027-J.

RICCHI, A. et al. On the role of Sea Surface Temperature forcing in the numerical simulation of a Tropical-Like Cyclone event in the Mediterranean Sea. **Geophysical Research Abstracts**, v. 19, p. 13152, 2017.

RISSIK, D.; SUTHERS, I. M.; TAGGART, C. T. Enhanced zooplankton abundance in the lee of an isolated reef in the south Coral Sea: The role of flow disturbance. **Journal of Plankton Research**, v. 19, n. 9, p. 1347–1368, 1997. DOI: 10.1093/plankt/19.9.1347.

ROGERS, J. S. et al. A coupled wave-hydrodynamic model of an atoll with high friction: Mechanisms for flow, connectivity, and ecological implications. **Ocean Modelling**, v. 110, p. 66–82, 2017. DOI: 10.1016/j.ocemod.2016.12.012.

RUSSO, A. et al. An operational coupled wave-current forecasting system for the northern Adriatic Sea. **EGU General Assembly Conference Abstracts**, v. 14, n. May 2014, p. 12947, 2012.

SANGRÀ, P. et al. On the nature of oceanic eddies shed by the Island of Gran Canaria. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 54, n. 5, p. 687–709, 2007. DOI: 10.1016/j.dsr.2007.02.004.

SCHANZE, J. J.; SCHMITT, R. W.; YU, L. L. The global oceanic freshwater cycle: A state-of-the-art quantification. **Journal of Marine Research**, v. 68, n. 3–4, p. 569–595, 2010. DOI: 10.1357/002224010794657164.

SCHMITT, R. W. The ocean component of the global water cycle. **Reviews of Geophysics**, v. 33, n. 2 S, p. 1395–1409, 1995. DOI: 10.1029/95RG00184.

SCHMITT, R. W. Salinity and the Global Water Cycle. **Oceanography**, v. 21, n. SPL.ISS. 1, p. 12–19, 2008. DOI: 10.5670/oceanog.2008.63.

SCHOTT, F. A. et al. The zonal currents and transports at 35°W in the tropical Atlantic.

**Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 7, p. 35–38, 2003. DOI: 10.1029/2002GL016849.

SCHOUTEN, M. W.; MATANO, R. P.; STRUB, T. P. A description of the seasonal cycle of the equatorial Atlantic from altimeter data. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 52, n. 3, p. 477–493, 2005. DOI: 10.1016/j.dsr.2004.10.007.

SEO, H.; MILLER, A. J.; NORRIS, J. R. Eddy-wind interaction in the California Current System: Dynamics and impacts. **Journal of Physical Oceanography**, v. 46, n. 2, p. 439–459, 2016. DOI: 10.1175/JPO-D-15-0086.1.

SEO, H.; XIE, S. P. Impact of ocean warm layer thickness on the intensity of hurricane Katrina in a regional coupled model. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 122, n. 1–2, p. 19–32, 2013. DOI: 10.1007/s00703-013-0275-3.

SERAFINI, T. Z.; FRANÇA, G. B. D.; ANDRIGUETTO-FILHO, J. M. Ilhas oceânicas brasileiras: biodiversidade conhecida e sua relação com o histórico de uso e ocupação humana. **Revista de Gestão Costeira Integrada**, v. 10, n. 3, p. 281–301, 2010. DOI: 10.5894/rgci178.

SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. **Ocean Modelling**, v. 9, n. 4, p. 347–404, 2005. DOI: 10.1016/j.ocemod.2004.08.002.

SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. Correction and commentary for “Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the regional ocean modeling system” by Haidvogel et al., J. Comp. Phys. 227, pp. 3595-3624. **Journal of Computational Physics**, v. 228, n. 24, p. 8985–9000, 2009. DOI: 10.1016/j.jcp.2009.09.002.

SHCHEPETKIN, A. F.; O'BRIEN, J. J. A physically consistent formulation of lateral friction in shallow-water equation ocean models. **Monthly Weather Review**, 1996. DOI: 10.1175/1520-0493(1996)124<1285:APCFOL>2.0.CO;2.

SIGNORINI, S. R.; MCCLAIN, C. R.; DANDONNEAU, Y. Mixing and phytoplankton bloom in the wake of the Marquesas Islands. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 20, p. 3121–3124, 1999. DOI: 10.1029/1999GL010470.

SIKIRIĆ, M. D.; JANEKOVIĆ, I.; KUZMIĆ, M. A new approach to bathymetry smoothing in sigma-coordinate ocean models. **Ocean Modelling**, v. 29, n. 2, p. 128–136, 2009.

- SILVA, M. et al. Circulation and heat budget in a regional climatological simulation of the Southwestern Tropical Atlantic. **Tropical Oceanography**, v. 37, n. 1–2, 2009. DOI: 10.5914/tropocean.v37i1-2.5156.
- SILVA, T. L.V. et al. Ocean-atmosphere feedback during extreme rainfall events in eastern Northeast Brazil. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 57, n. 5, p. 1211–1229, 2018. DOI: 10.1175/JAMC-D-17-0232.1.
- SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B. The stability of time-split numerical methods for the hydrostatic and the nonhydrostatic elastic equations. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 2019–2127, 1992. DOI: 10.1175/1520-0493(1992)120<2109:TSOTSN>2.0.CO;2.
- SKAMAROCK, W. C. et al. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. **Technical Report**, v. 2005, n. June, p. 113, 2008. DOI: 10.5065/D6DZ069T.
- SMALL, R. J. et al. Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 45, n. 3–4, p. 274–319, 2008. DOI: 10.1016/j.dynatmoce.2008.01.001.
- SMITH, R. B.; GRUBISIC, V. Aerial observations of Hawaii's wake. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 1993. DOI: 10.1175/1520-0469(1993)050<3728:AOOHW>2.0.CO;2.
- SMITH, R. D. The primitive equations in the stochastic theory of adiabatic stratified turbulence. **Journal of Physical Oceanography**, v. 29, n. 8 PART 1, p. 1865–1880, 1999. DOI: 10.1175/1520-0485(1999)029<1865:tpeits>2.0.co;2.
- SODEN, B. J.; HELD, I. M. An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models. **Journal of Climate**, v. 19, n. 14, p. 3354–3360, 2006. DOI: 10.1175/JCLI3799.1.
- SOMMERFELD, A. Partial differential equation in physics. **Lectures on Theoretical Physics Pure and Applied Mathematics**, p. 1, 1949.
- SONG, Y.; HAIDVOGEL, D. A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. **Journal of Computational Physics**, 1994. DOI: 10.1006/jcph.1994.1189.
- STEWART, R. **Introduction to Physical Oceanography**. Open Textbook Library, 2008.
- STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 104, n. C9, p. 20863–20883, 1999. DOI: 10.1029/1999JC900139.

- STRAMMA, L.; SCHOTT, F. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. **Atlantic**, v. 46, p. 279–303, 1999.
- SUND, P. N.; BLACKBURN, M.; WILLIAMS, F. Tunas and their environment in the Pacific Ocean: A Review. **Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.**, v. 19, p. 443-512, 1981.
- TALLEY, L. D. *et al.* **Descriptive physical oceanography: an introduction**. Academic Press, 2011.
- TANG, Y.; GRIMSHAW, R. Radiation boundary conditions in barotropic coastal ocean numerical models. **Journal of Computational Physics**, v. 123, n. 1, p. 96–110, 1996. DOI: 10.1006/jcph.1996.0008.
- TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a Single Diagram. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. D7, p. 7183–7192, 2001. DOI: 10.1029/2000JD900719.
- TCHAMABI, C. C *et al.* A study of the Brazilian Fernando de Noronha Island and Rocas Atoll wakes in the tropical Atlantic. **Ocean Modelling**, v. 111, n. 2017, p. 9–18, 2017. DOI: 10.1016/j.ocemod.2016.12.009.
- TEINTURIER, S. Small-scale instabilities of an island wake flow in a rotating shallow-water layer. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 49 (1), p.1-24, 2010. DOI: 10.1016/j.dynatmoce.2008.10.006.
- TERRAY, L. *et al.* Near-surface salinity as nature's rain gauge to detect human influence on the Tropical water cycle. **Journal of Climate**, v. 25, n. 3, p. 958–977, 2012. DOI: 10.1175/JCLI-D-10-05025.1.
- UMLAUF, L.; BURCHARD, H. A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. **Journal of Marine Research**, v. 61, n. 2, p. 235–265, 2003. DOI: 10.1357/002224003322005087.
- UTIDA, G. *et al.* Tropical South Atlantic influence on Northeastern Brazil precipitation and ZCIT displacement during the past 2300 years. **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, p. 1–8, 2019. DOI: 10.1038/s41598-018-38003-6.
- UVO, C. R. B. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da região norte do Nordeste Brasileiro. **Anais: Congresso Interamericano de Meteorologia**, v.2, 1989.
- WALLCRAFT, A. J.; METZGER, E. J.; CARROL, S. N. Software Design Description for the HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). n. February 2009, p. 149, 2009.

- WANG, X. et al. Multi-model ensemble forecasting and glider path planning in the Mid-Atlantic Bight. **Continental Shelf Research**, v. 63, p. S223–S234, 2013. DOI: 10.1016/j.csr.2012.07.006.
- WARNER, J. C. et al. Development of a Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport (COAWST) Modeling System. **Ocean Modelling**, v. 35, n. 3, p. 230–244, 2010. DOI: 10.1016/j.ocemod.2010.07.010.
- WARNER, J. C.; GEYER, W. R.; LERCZAK, J. A. Numerical modeling of an estuary: A comprehensive skill assessment. **Journal of Geophysical Research C: Oceans**, v. 110, n. 5, p. 1–13, 2005. DOI: 10.1029/2004JC002691.
- WARNER, J. C.; PERLIN, N.; SKYLLINGSTAD, E. D. Using the Model Coupling Toolkit to couple earth system models. **Environmental Modelling and Software**, v. 23, n. 10–11, p. 1240–1249, 2008. DOI: 10.1016/j.envsoft.2008.03.002.
- WARNER, J. C. et al. Performance of four turbulence closure models implemented using a generic length scale method. **Ocean Modelling**, v. 8, n. 1–2, p. 81–113, 2005. DOI: 10.1016/j.ocemod.2003.12.003.
- WARNER, J. C. et al. Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model. **Computers & Geosciences**, v. 34, n. 10, p. 1284–1306, 2008. DOI: 10.1016/J.CAGEO.2008.02.012.
- WEISBERG, R. H.; TANG, T. Y. Further studies on the response of the equatorial thermocline in the Atlantic ocean to the seasonally varying trade winds. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 92, n. C4, p. 3709–3727, 1987. DOI: 10.1029/JC092iC04p03709.
- WICKER, L. J.; SKAMAROCK, W. C. Time-splitting methods for elastic models using forward time schemes. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 8, p. 2088–2097, 2002. DOI: 10.1175/1520-0493(2002)130<2088:TSMFEM>2.0.CO;2.
- WILKIN, J. L. et al. A regional ocean modeling system for the Long-term Ecosystem Observatory. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 110, n. 6, p. 1–13, 2005. DOI: 10.1029/2003JC002218.
- WILLMOTT, C. J. Some comments on the evaluation of model performance. **Bulletin - American Meteorological Society**, v. 63, n. 11, p. 1309–1313, 1982. DOI: 10.1175/1520-0477(1982)063<1309:SCOTEO>2.0.CO;2.
- XIE, S. P. et al. Far-reaching effects of the Hawaiian Islands on the Pacific Ocean-

atmosphere. **Science**, v.292, p.2057–2060, 2001.

XUE, P. et al. Coupled ocean-atmosphere modeling over the Maritime Continent: A review. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 125, 2020. DOI: 10.1029/2019JC014978.

YU, L.. A global relationship between the ocean water cycle and near-surface salinity. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 116, n. 10, p. 1–17, 2011. DOI: 10.1029/2010JC006937.

ZAGAGLIA, C. R.; LORENZZETTI, J. A.; STECH, J. L. Remote sensing data and longline catches of yellowfin tuna (*Thunnus albacares*) in the equatorial Atlantic. **Remote Sensing of Environment**, v. 93, n. 1–2, p. 267–281, 2004. DOI: 10.1016/j.rse.2004.07.015.

ZAMBON, J. B.; HE, R.; WARNER, J. C. Investigation of hurricane Ivan using the coupled ocean–atmosphere–wave–sediment transport (COAWST) model. **Ocean Dynamics**, v. 64, n. 11, p. 1535–1554, 2014. DOI: 10.1007/s10236-014-0777-7.

ZWENG, M. M. et al. World Ocean Atlas 2018, Volume 2: Salinity. **NOAA Atlas NESDIS, [S. I.]**, v. 2, n. 82, p. 50, 2019.