



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO-
UFPE
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS-CTG
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAPHIA-DOCEAN
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
OCEANOGRAPHIA**

CHRISTINE CARINE TCHAMABI

**Modelagem matemática e conectividade
físico-biogeoquímica dos sistemas insulares
Rocas-Noronha no Atlântico tropical**

Recife
2017

CHRISTINE CARINE TCHAMABI

**Modelagem matemática e conectividade
físico-biogeoquímica dos sistemas insulares
Rocas-Noronha no Atlântico tropical**

Tese apresentada à Universidade Federal de Pernambuco como parte dos requisitos para obtenção do título de doutora em Oceanografia.

Área de concentração: Oceanografia Abiótica.

Orientador: Dr. Moacyr Cunha de Araújo Filho

Coorientador: Dr. Marcus Silva

Coorientador: Dr. Bernard Bourlès

Recife
2017

Catálogo na fonte
Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

T249m	Tchamabi, Christine Carine. Modelagem matemática e conectividade físico-biogeoquímica dos sistemas insulares Rocas-Noronha no Atlântico tropical / Christine Carine Tchamabi. - 2017. 141 folhas, il., gráfs., tabs. Orientador: Prof. Dr. Moacyr Cunha de Araújo Filho. Coorientador: Prof. Dr. Marcus Silva. Coorientador: Prof. Dr. Bernard Bourlès. Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, 2017. Inclui Referências e Apêndices. 1. Oceanografia. 2. Modelagem matemática. 3. Arquipélago de Fernando de Noronha. 4. Atol das Rocas. 5. Corrente Sul Equatorial central. 6. Modelo baseado em indivíduos (IMB). 7. Atlântico tropical. I. Araújo Filho, Moacyr Cunha de. (Orientador). II. Silva, Marcus. (Coorientador). III. Bourlès, Bernard. (Coorientador). IV. Título. UFPE 551.46 CDD (22. ed.) BCTG/2017-159
-------	--

CHRISTINE CARINE TCHAMABI

Modelagem matemática e conectividade físico-biogeoquímica dos sistemas insulares Rocas-Noronha no Atlântico tropical

Tese apresentada à Universidade Federal de Pernambuco como parte dos requisitos para obtenção do título de doutora em Oceanografia.

Aprovada em 16/03/2017

BANCA EXAMINADORA

Titulares:

Dr. Moacyr Cunha de Araújo Filho
(Orientador, DOCEAN/UFPE, Recife-PE)

Dra. Flávia Lucena (UFRPE, Recife-PE)

Dr. Carlos Noriega (CEERMA/UFPE, Recife-PE)

Dr. Arnaud Bertrand (IRD, França)

Dra. Dóris Velda (DOCEAN/UFPE, Recife-PE)

Suplentes:

Dr. Thierry Fredou (UFRPE, Recife-PE)

Dr. Alex Costa da Silva (DOCEAN/UFPE, Recife-PE)

Aos meus amados pais.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, irmãos, irmãs e a toda minha família pelo amor e apoio recebidos ao longo de todos esses anos.

Aos meus orientadores, Dr. Moacyr Araújo, Dr Marcus Silva e Dr. Bernard Bourlès, pela orientação, confiança, ensinamentos e incentivo, desde o início do doutorado.

Estendo meus sinceros agradecimentos ao Dr. Carlos Noriega, Dra. Dóris R. Veleda, Dra. Nathalie Lefèvre, bem como ao Dr. Jacques Servain, pelos apoios e conselhos.

À Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco (FACEPE), pela concessão da Bolsa de Doutorado (IBPG-0973-1.08/12).

Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Ambientes Marinhos Tropicais – INCT AmbTropic, CNPq-FAPESB (Processos 565054/2010-4 e 8936/2011), pelo apoio financeiro.

Ao *International Chair in Mathematical Physics and Applications* (ICMPA), pela contribuição a minha formação.

Ao Professor Dr. Norbert Houkonnou e ao Dr. Baloïtcha, pelo apoio e incentivo.

A Secretaria de Política e Desenvolvimento do Ministério de Ciência, Tecnologia e Inovação (SEPED/MCTI), por viabilizar a realização dos cruzeiros oceanográficos Camadas Finas.

À Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil, e em particular às tripulações do navio de Pesquisa NHo. Cruzeiro do Sul (H-38), pela presteza e dedicação durante os cruzeiros Camadas Finas.

Aos amigos do CEERMA e do DOCEAN, Aubains Hounsou-Gbo, Pedro Tyaquiã, Frédéric Bonou, Severino Ibánhez, Humberto Varona, Thiago Silva, Rodolfo Silva, Fabiana Leite, Leonardo Bruto, Márcio Cintra, Sandrine Agré, Minto e Nathanaël, pelo companheirismo e amizade ao longo desses anos.

Aos professores do DOCEAN, que muito me ensinaram sobre suas respectivas áreas e compartilharam suas experiências.

Ao Dr. Pehma e ao Dr. Onguene, pelo apoio.

Aos funcionários e demais colegas do CEERMA e do DOCEAN, pela boa convivência e atenção a mim prestadas.

Enfim, minha eterna gratidão a todos aqueles que, de uma forma ou de outra, contribuíram para a realização deste trabalho.

Este trabalho é uma contribuição ao Projeto *PILOTE - Pôle d'Interaction pour une meilleure Lisibilité des études communes en Océanographie Tropicale atlantique*; CNPq-IRD (Processo 490289/2013-4).

RESUMO

A influência da presença do arquipélago de Fernando de Noronha (FN, 3°51'S-32°25'W) e do Atol das Rocas (AR, 3°52'S-33°49'W) sobre a estrutura físico-biogeoquímico Atlântico tropical foi investigada utilizando-se dados *in situ*, observações de satélites e técnicas de modelagem matemática e simulação numérica. Inicialmente, para examinar os efeitos das presenças das ilhas sobre a circulação e estrutura termohalina, o modelo *Regional Ocean Modeling System (ROMS)* foi empregado com alta resolução horizontal (1/70°) para simular dois cenários climatológicos distintos: com a presença de FN e AR (cenário I); e com a remoção artificial das ilhas (cenário NI). Os resultados das simulações do cenário I, validados a partir da comparação com dados de observação, indicam que as instabilidades geradas pelos obstáculos (ilhas) dão origem ao desenvolvimento de turbilhões a jusante de FN e AR (*von Karman Street*), na esteira do ramo central da Corrente Sul Equatorial (cSEC). Essas estruturas de mesoescala têm influência sobre as propriedades termodinâmicas das águas em torno dessas ilhas, incrementando a mistura vertical na base da camada de mistura e induzindo um resfriamento subsuperficial, particularmente no período em que a cSEC é fortalecida. Os resultados das simulações biogeoquímicas (*ROMS-PISCES, Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Studies*) confirmam a importância desses processos, indicando um aumento da concentração de clorofila-a e de nutrientes a jusante de FN e AR. Os resultados indicam que as anomalias físico-biogeoquímicas induzidas pela presença das ilhas contribuem para a redução do fluxo de CO₂ liberado do oceano para a atmosfera, decorrente principalmente da redução da pCO₂ no mar pelo incremento da ação fotossintética na região. Por fim, os resultados das simulações físicas foram acoplados ao modelo lagrangeano *IBM-ICHTHYOP (Individual-Based Model – ICHTHYOP)*. Estas últimas simulações, realizadas considerando-se como exemplo o ictioplâncton do Dentão (*Lutjanus jocu*), indicaram que a retenção de larvas ocorre nos dois sistemas insulares ao longo de todo o ano, sendo mais numa vez fortemente correlacionada com a variabilidade da cSEC. Os resultados confirmam a existência de conectividade superficial entre o arquipélago de Fernando de Noronha e do Atol das Rocas.

Palavras-chave: Modelagem matemática. Arquipélago de Fernando de Noronha. Atol das Rocas. Corrente Sul Equatorial central. Modelo baseado em indivíduos (IMB). Atlântico tropical.

ABSTRACT

The influence of the presence of Fernando de Noronha archipelago (FN, 3°51'S-32°25'W) and Rocas Atoll (AR, 3°52'S-33°49'W) in physical biogeochemical parameters in the tropical Atlantic has been investigated using *in situ* data, satellite observations, mathematical modeling techniques and numerical simulation. Initially, to examine the effects of the presence of islands on the circulation and thermohaline structure, the model *Regional Ocean Modeling System (ROMS)* was employed with high horizontal resolution (1/70°) to simulate two distinct climatological scenarios: I); and with the artificial removal of islands (scenario NI). The results of the simulations of scenario I, validated through the comparison with observation data, indicate that the instabilities generated by obstacles (islands) give rise to the development of eddies downstream of FN and AR (*von Karman Street*) in the wake of the central branch of the South Equatorial Current (cSEC). These mesoscale structures have a strong influence on the thermodynamic properties of water surrounding of these islands, increasing vertical mixing at the base of the mixed layer and inducing a subsurface cooling, particularly in the period in which the cSEC is strengthened. The results of the biogeochemical simulations (*ROMS-PISCES, Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Studies*) confirm the importance of these processes, indicating an increase in the concentration of chlorophyll-a and nutrients downstream of FN e AR. The analysis of results indicates that the physico-beogeochemical anomalies induced by the presence of islands contribute to the reduction of CO₂ flux released from ocean into the atmosphere, resulting mainly on the reduction of the partial pressure of gas at sea by the increase of photosynthetic action in the region. Finally, the results of the physical simulations were coupled with the Lagrangian model *IBM-ICHTHYOP (Individual-Based Model – ICHTHYOP)*. These last simulations, performed considering the ichthyoplankton Dog Snapper (*Lutjanus jocu*), showed that the retention of larvae occurs on both insular systems throughout the year, being once again strongly correlated with the variability of the cSEC. The results confirm the existence of superficial connectivity between the Fernando de Noronha archipelago and Rocas Atoll.

Keywords: Numerical modeling. Fernando de Noronha archipelago. Rocas Atoll. central South Equatorial Current. Individual Based Model (IBM). Tropical Atlantic.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Localização das ilhas oceânicas brasileiras do arquipélago de Fernando de Noronha (FN), e Atol das Rocas (AR) no Atlântico tropical...	21
Figura 1.2. Imagens do: (a) Atol das Rocas (Science and Analysis Laboratory, NASA-Johnson Space Center. 01/13/2012 21:55:14); e (b) Arquipélago de Fernando de Noronha (http://www.territorios.com.br/arquipelago-em-meio-ao-atlantico/)	22
Figura 1.3. Esquema do sistema das principais correntes e subcorrentes do Atlântico tropical. Na figura também se mostram FN e AR. A NEC, NECC, SEC, e EUC são as correntes superficiais e sub superficiais do Atlântico tropical. O SEUC é a subcorrente Sul equatorial. BC e NBC são a Corrente de Brasil e Norte de Brasil, respectivamente. GC e AC são as correntes da Guiné e d'Angola, respectivamente.....	25
Figura 3.1. Posição das variáveis na grade Arakawa de tipo C.	43
Figura 3.2. Superposição das variáveis na grade vertical escalonada.	44
Figura 3.3. Variáveis de estado e conexões no modelo PISCES (http://www.lodyc.jussieu.fr/~aumont).	46
Figura 3.4. Domínio de integração em torno da ilha de Fernando de Noronha (FN) e de Atol das Rocas (AR). O mapa colorido representa a média anual (2003-2014) da clorofila de MODIS. As linhas representam as isóbatas 25m (somente na Fig. 1b), 500m e 2000m. Os pontos coloridos representam as locais de CFI (em azul) e CFIV (em vermelho). As principais correntes na região são a corrente de oeste cSEC (ramo central da Corrente Equatorial Sul) na superfície, a corrente de leste SEUC (Subcorrente Equatorial Sul). A secção (T1) é mostrada pela linha preta (em 3,8°S entre 34,5°W–32,5°W) que passa sobre as ilhas. A caixa de FN (B2) ao leste e a caixa de AR ao oeste são também representadas em cor azul.	49
Figura 4.1. Evolução sazonal da SST média no domínio simulado: WOA (linha verde), ROMS (linha azul), MODIS (linha vermelha) e GHRSSST (linha tracejada preta).	57
Figura 4.2. Perfis verticais da temperatura [°C] na área de estudo. A linha sólida/tracejada corresponde aos dados do modelo/WOA. Os perfis médios para a estação mais quente (março-abril-maio) são traçados em cor vermelho e os da estação mais fria (agosto-setembro-outubro) são representados em linha azul.	58
Figura 4.3. Corrente a 15 m de profundidade da: (a) média anual da corrente de ROMS do cenário I, (b) média anual da observação de DRIFTER, (c) evolução sazonal da corrente zonal: ROMS mostrado em linha sólida preta, DRIFTER mostrado pela linha sólida estrela preta e a diferença (ROMS – DRIFTER) mostrado pela linha cinza.....	59

Figura 4.4. Resultados numéricos médios obtidos na superfície para março-julho nos painéis à esquerda (período de fortalecimento da cSEC) e para agosto-fevereiro nos painéis à direita para FN (box B2, 33°W - 32°W; 4.2°S - 3.5°S na Fig. 3.3). (a) e (b) para a corrente zonal [ms^{-1}] no cenário I; (c) e (d) para a diferença (I-NI) em corrente zonal [ms^{-1}]. (e) e (f) são os mapas instantâneos da vorticidade relativa [s^{-1}] na superfície no cenário I para 15 junho (painel à esquerda) e 15 de setembro (painel à direita)..... 61

Figura 4.5. Resultados numéricos médios obtidos na superfície para março-julho nos painéis à esquerda (período de fortalecimento da cSEC) e para agosto-fevereiro nos painéis à direita para AR (box B1, 34.5°W - 33.5°W; 4.2°S - 3.5°S na Fig. 3.3). (a) e (b) para a corrente zonal [ms^{-1}] no cenário I; (c) e (d) para a diferença (I-NI) em corrente zonal [ms^{-1}]. (e) e (f) são os mapas instantâneos da vorticidade relativa [s^{-1}] na superfície no cenário I para 15 junho (painel à esquerda) e 15 de setembro (painel à direita)..... 62

Figura 4.6. Média anual da MLD [m] no cenário I (a e b) e da diferença da MLD entre os cenários I e NI (I-NI; c e d) para FN (esquerda) e AR (direita), respectivamente. As linhas pretas representam os contornos para -5m e -10 m..... 64

Figura 4.7. Mapas instantâneos da vorticidade relativa [s^{-1}] no cenário I em 15 de junho (a e b) com os vectores das correntes superpostos a 60 m de profundidade. Temperatura [$^{\circ}\text{C}$] em junho a 60m de profundidade (c e d) e a diferença (I-NI) da temperatura (e e f) para FN (painéis à esquerda) e AR (painéis à direita), respectivamente. As linhas pretas representam as isotermas por -5°C 66

Figura 4.8. Diagramas de Hövmüller da temperatura [$^{\circ}\text{C}$] (a e b) e da corrente [ms^{-1}] (c e d) a 60m de profundidade para o transecto T1 (transecto zonal cruzando FN e AR; olhar Fig. 3.3) no cenário NI (painéis à esquerda) e no cenário I (painéis à direita), respectivamente. As linhas verticais brancas representam FN e AR..... 67

Figura 4.9. Séries temporais da temperatura média a 60 m de profundidade (a e b) e da profundidade da isoterma 20°C (c e d) nas regiões/áreas localizadas a jusante de FN (painéis à esquerda) e de AR (painéis à direita), respectivamente (ver Figs. 4.6a e 4.6b para as localizações das áreas). O cenário NI é representado pela linha tracejada e o cenário I é mostrado pela linha sólida. 69

Figura 4.10. Diferença (I-NI) do termo de mistura *mix* (Eq. 2.2), a contribuição mais importante para a tendência da temperatura na camada de mistura [$^{\circ}\text{C}/\text{dias}$] para o resfriamento: (a) FN e (b) AR. 70

Figura 4.11. Seções verticais da temperatura no lado oeste (painéis à direita) e no lado leste (painéis à esquerda) para FN (painéis superiores) e AR (painel de baixo) a partir dos dados de CFI e CFIV. As isotermas 18°C e $26,5^{\circ}\text{C}$ estão em linhas pretas e a isoterma 20°C com linha branca. 71

Figura 4.12. Seções verticais da clorofila-*a* no lado oeste (painéis à direita) e no lado leste (painéis à esquerda) para FN (painéis superiores) e AR (painel de baixo) a partir dos dados de CFII e CFIV. 72

Figura 5.1. Distribuição longitudinal de concentração superficial de clorofila-*a* [mg m^{-3}] ao longo da seção estendida do transecto T1 que passa sobre as ilhas (na faixa de $\pm 4\text{km}$, Fig. 3.4), obtida a partir da base de dados MODIS-Aqua. As linhas verticais indicam a posição dos sistemas FN e AR. 74

Figura 5.2. Comparação entre as evoluções sazonais das concentrações superficiais observadas e resultantes das simulações: (a) da clorofila-*a* [mg m^{-3}]; e (b) do nitrato [$\mu\text{mol L}^{-1}$] dentro da área de estudo de FN e AR. 75

Figura 5.3. Diagramas de Hövmöller da clorofila-*a* [mg m^{-3}] (a e b), do nitrato [$\mu\text{mol L}^{-1}$] (c e d) do ferro [n mol L^{-1}] (e e f) e do fosfato [$\mu\text{mol L}^{-1}$] (g e h) a 60 m de profundidade (base da camada de mistura) para a seção $34^{\circ}1.5'W$ - $31^{\circ}1.5'W$ (transecto zonal cruzando FN e AR) no cenário NI (painéis à esquerda) e no cenário I (painéis à direita), respectivamente. Linhas verticais brancas representam FN e AR. 78

Figura 5.4. Transecto com as trajetórias de medições in situ e valores de pCO_2 nas proximidades de FN (SOCAT, <http://ferret.pmel.noaa.gov/socat/las/>). 80

Figura 5.5. Séries temporais de média mensal do pCO_2 na área de jusante de FN, onde são verificados os efeitos de presença da ilha. O diamante, o asterisco e o círculo representam as médias mensais das observações SOCAT, das médias calculadas a partir dos resultados das simulações e a diferença (modelo - SOCAT), respectivamente. 81

Figura 5.6. TA (a e b), DIC (c e d) e pCO_2 (e e f) normalizados do cenário I (eixos y) em função de TA, DIC e pCO_2 (normalizados) para o cenário NI (eixos x) na caixa de jusante de FN (painéis à direita), e na caixa de jusante de AR (painéis à esquerda), respectivamente (ver Figs. 4.6a e b para localização das áreas/caixas). 82

Figura 6.1. Variação sazonal: (a) da retenção (em FN); e (b) do recrutamento (em AR). 86

Figura 6.2. Distribuições mensais (a) da retenção (em FN, linha com círculo) e (b) evolução sazonal da corrente zonal (em AR, linha com diamante). 87

Figura 6.3. Trajetórias do ictioplâncton baseados nos resultados das simulações para um dos períodos do maior e menor recrutamento em AR com o modelo IBM-ICHTHYOP: com início em: (a) fevereiro e (b) maio respectivamente. 87

Figura 6.4. (a) Retenção (em FN) e recrutamento (em AR), em função dos diferentes intervalos de profundidade de desova.	89
Figura 6.5. (a) Retenção (em FN) e (b) recrutamento (em AR), para os diferentes dias alvos (<i>target day</i>) da DVM.....	90
Figura 6.6. Distribuição vertical da média anual da corrente zonal verificada na região de estudo ao longo do meridiano 32°W [m.s ⁻¹].	91

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1. Valores médios de $\Delta p\text{CO}_2$ (μatm) em FN em AR para as configurações com ilhas (cenário I) e sem ilhas (cenário NI). Os valores positivos indicam que o oceano é uma fonte de carbono..... 84

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AABW	Antarctic bottom Water
AAIW	Antarctic Intermediate Water
AR	Atol das Rocas
BC	Corrente do Brasil
CEERMA	Centro de Estudos e Ensaaios em Risco e Modelagem Ambiental
CF	Camadas Finas
COADS	<i>Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set</i>
cSEC	Ramo central da Corrente Sul Equatorial
CW	Água Central
DIC	Carbono Inorgânico Total Dissolvido
DOCEAN	Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco
DVM	<i>Diel Vertical Migration</i>
EUC	Subcorrente Equatorial
FN	Arquipélago de Fernando de Noronha
GHR SST	<i>Group for High Resolution Sea Surface Temperature</i>
IBM	<i>Individual Based Model (IBM)</i>
LOFEC	Laboratório de Oceanografia Física, Estuarina e Costeira do Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco
MLD/ML	Profundidade da Camada de Mistura/Camada de Mistura
MODIS	<i>Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NBUC/NBC	Subcorrente Norte do Brasil e Corrente Norte do Brasil
NEC	Corrente Norte Equatorial
NECC	Contracorrente Norte Equatorial
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
nSEC	Ramo norte da Corrente Sul Equatorial
PICES	<i>Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Studies</i>
PPGO/DOCEAN	Programa de Pós-Graduação em Oceanografia do Departamento de Oceanografia
QuikSCAT	<i>Quick Scatterometer</i>
ROMS	<i>Regional Ocean Modeling System</i>
SACW	Água Central do Atlântico Sul

SeaWiFS	<i>Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor</i>
SEC	Corrente Sul Equatorial
SECC	Contracorrente Sul Equatorial
SEUC	Subcorrente Sul Equatorial
sSEC	Ramo sul da Corrente Sul Equatorial
SST	Temperatura da Superfície do Mar
TA	Alcalinidade Total
TSW	Água Tropical Superficial
UFPE	Universidade Federal de Pernambuco
WOA	World Ocean Atlas
ZEE	Zona Econômica Exclusiva
ITCZ	Zona de Convergência Intertropical

Sumário

CAPÍTULO 1	19
MOTIVAÇÃO E OBJETIVOS	19
CAPÍTULO 2	29
BASES DE DADOS	29
2.1. FORÇANTES DE SUPERFÍCIE.....	29
2.1.1. Cisalhamento eólico	29
2.1.2. Fluxos de calor e de massa.....	30
2.2. DADOS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR (SST).....	30
2.2.1. MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS).....	30
2.2.2. Group for High Resolution Sea Surface Temperature (GHRSSST)	
.....	31
2.3. DADOS DE CORRENTES	31
2.4. DISTRIBUIÇÃO VERTICAL (COLUNA D´ÁGUA): DADOS FÍSICOS	
.....	31
2.5. DISTRIBUIÇÃO VERTICAL (COLUNA D´ÁGUA): DADOS	
BIOGEOQUÍMICOS.....	32
2.6. DADOS DE CLOROFILA- <i>a</i>	32
2.6.1. MODIS.....	32
2.6.2. SeaWiFS	33
2.7. CRUZEIROS OCEANOGRÁFICOS CAMADAS FINAS	33
2.8. SOCAT.....	33
CAPÍTULO 3	34
METODOLOGIA.....	34
3.1. MODELO HIDRODINÂMICO.....	34
3.1.1. Apresentação do modelo físico ROMS	35
3.1.2. Hipóteses simplificadoras.....	36
3.1.3. Equações de movimento.....	37
3.1.4. Coordenadas verticais sigma generalizadas	41
3.1.5. Coordenadas horizontais curvilíneas	41
3.1.6. Discretização espacial	42
3.1.7. Discretização vertical	43
3.1.8. Discretização temporal.....	44
3.1.9. Parametrização turbulenta.....	45
3.2. MODELAGEM ACOPLADA FÍSICO-BIOGEOQUÍMICO	45
3.3. MODELAGEM LAGRANGEANA IBM-ICHTHYOP	47
3.4. IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO ROMS-PISCES	47

3.4.1. Domínio simulado, configuração do modelo físico e biogeoquímico	48
3.4.2 Definição da profundidade da camada de mistura (MLD)	51
3.4.3 Balanço de calor	51
3.4.3 Pressão parcial do CO ₂ (pCO ₂)	52
3.4.2 Características da simulação lagrangeana	53
CAPÍTULO 4.....	56
RECIRCULAÇÃO E ESTRUTURAS DE MESOESCALA INDUZIDAS PELA INTERAÇÃO TOPOGRAFIA-CORRENTES	56
4.1. RECIRCULAÇÃO E ESTRUTURAS DE MESOESCALA.....	60
4.2. RESFRIAMENTO SUBSUPERFICIAL.....	65
4.3. TENDÊNCIA DA TEMPERATURA NA CAMADA DE MISTURA....	69
CAPÍTULO 5.....	73
ACOPLAMENTO FÍSICA-BIOGEOQUÍMICA	73
5.1. NUTRIENTES E CLOROFILA- <i>a</i>	73
5.2. PARÂMETROS DO SISTEMA CARBONATO.....	79
CAPÍTULO 6.....	85
CONECTIVIDADE FÍSICO-BIOGEOQUÍMICA E TRANSPORTE DE ICTIOPLÂNCTON..	85
6.1. PADRÕES DE RETENÇÃO E DE SUCESSO DO TRANSPORTE ..	85
6.2. PROFUNDIDADE DE LIBERAÇÃO E TRANSPORTE LARVAL.....	88
6.3. DIEL VERTICAL MIGRATION (DVM) E TRANSPORTE LARVAL...	90
CAPÍTULO 7.....	92
SUMÁRIO E PERSPECTIVAS.....	92
REFERÊNCIAS	95
APÊNDICE 1.....	115
APÊNDICE 2.....	125

Capítulo 1

Motivação e Objetivos

As ilhas oceânicas cobrem cerca de 3% da superfície da terra e são ambientes particulares, pois seu isolamento geográfico as possibilita abrigar uma biodiversidade especial, geralmente com muitas espécies endêmicas (Fonseca et al., 2006). Estes ambientes são conhecidos como verdadeiros viveiros da vida marinha, sobretudo quando se encontram inseridas em regiões oceânicas oligotróficas. Essa particularidade é devida, entre outros, às alterações do meio físico no entorno das ilhas, que terminam por promover o enriquecimento de nutrientes dentro da zona fótica, favorecendo assim o aumento da produtividade. Vários estudos têm mostrado que o enriquecimento promovido pela presença das ilhas está ligado a um processo conhecido como “Island Mass Effect” (Jones, 1962; Hargraves et al., 1970; Gilmartin and Revelante 1974; Moore and Sander, 1979; Sander, 1981; Palacios 2002, Martinez and Maamaatuaiahutapu, 2004; Melo et al., 2012; Lira et al., 2014), descrito pela primeira vez por Doty and Oguri (1956). No meio oceânico, as ilhas e montes submarinos são conhecidos por alterar a circulação oceânica. A interação entre as anomalias na topografia, a dinâmica oceânica local, bem como as forçantes atmosféricas, geram perturbações à jusante (downstream) das ilhas. Os turbilhões e recirculações de mesoescala que ocorrem nessas

ilhas e montes submarinos, deslocam águas ricas da subsuperfície para as camadas mais superficiais, aumentando assim a produção primária e conseqüentemente melhorando os fluxos de massa e energia através da cadeia trófica (Oxenford et al., 1993).

No Atlântico tropical oeste, uma região oceânica fortemente oligotrófica, existem ilhas brasileiras que são conhecidas como “verdadeiros hotspots da vida marinha no deserto oceânico” (Hazin, 1993). Estes sistemas particulares representam desafios sociais e econômicos do patrimônio marinho brasileiro (Hazin et al., 1998). Além da ressurgência de quebra de talude (Medeiros et al., 1999; Neumann-Leitão et al. 1999; Becker, 2001), a produtividade da Zona Econômica Exclusiva (ZEE) pode ser elevada por ressurgências orográficas mais localizadas, verificadas em algumas dessas ilhas ou bancos oceânicos (Ekau and Knoppers, 1999; Neumann-Leitão et al., 1999; Travassos et al., 1999; Becker, 2001). A partir de dados observados *in situ*, Macedo et al. (1998), por exemplo, evidenciaram a ocorrência de pequenas regiões de ressurgência em torno das ilhas e montes submarinos da ZEE Nordeste do Brasil. Mafalda et al. (2004a) observaram também altos valores de biomassa primária e, conseqüentemente, de biomassa zooplânctônica nas ilhas e montes submarinos da região oceânica do Nordeste do Brasil. Essas observações motivaram a realização de estudos mais detalhados nessas ilhas, visando sobretudo obter um melhor conhecimento dos diversos processos físicos e biogeoquímicos responsáveis por estas particularidades.

Neste trabalho focamos as investigações sobre as regiões marinhas adjacentes aos sistemas insulares tropicais brasileiros Arquipélago de Fernando de Noronha (FN, 3°50'S – 32°25'W), que é hoje um Parque Nacional Marinho e uma Área de Proteção Ambiental (APA), e Atol das Rocas (AR, 3°52'S - 33°49'W), que é atualmente uma Reserva Biológica criada em 1979 (Serafini et al., 2010), ambos inseridos na ZEE Nordeste do Brasil (Fig. 1.1), historicamente reconhecida como uma região oligotrófica e mesotrófica (Costa, 1991; Ekau and Knoppers 1999), e onde a estabilidade induzida pela estratificação térmica acentuada mantém a

Água Superficial Tropical (TSW - Tropical Surface Water) nas camadas superiores do oceano, enquanto a Água Central (CW – Central Water) permanece abaixo, inibindo (e mesmo limitando) a ocorrência de possíveis eventos de ressurgência (Brandini et al., 1997).



Figura 1.1. Localização das ilhas oceânicas brasileiras do arquipélago de Fernando de Noronha (FN), e Atol das Rocas (AR) no Atlântico tropical.

O Atol das Rocas está situado abaixo da linha de Equador a 260 km ao Nordeste da cidade de Natal, capital do Estado do Rio Grande do Norte, e 148 km a oeste do Arquipélago de Fernando de Noronha. É o único atol do Atlântico Sudoeste e um dos menores do planeta (Kikuchi, 2002; Gherardi and Bosence, 2005). Trata-se de um agrupamento de duas ilhas vinculadas, que possuem uma área internatotal de 0,36 km², com o topo situado 6 metros acima do nível do mar, formando parte de uma cadeia de montanhas submarinas do Atlântico Sul (Fig. 1.2a). Sua base estende-se a mais de 3500m de profundidade no leito oceânico (Gherardi and Bosence, 1999). Ele é um dos principais pontos de preservação para a manutenção da biodiversidade marinha no oceano Atlântico, sendo por exemplo o local de maior importância para a reprodução da tartaruga verde (*Chelonia mydas*) no Atlântico Sul (Grossman et al., 2009). AR abriga uma grande variedade de vida marinha, com mais de 200 espécies diferentes (Serafini

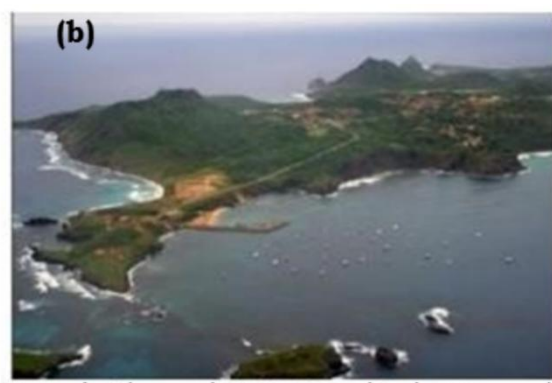
et al., 2010; Sampaio et al. 2006; Pinheiro and Gasparini 2009; Gomes et al., 2006) e segundo Sampaio et al. (2006), dentre as ilhas brasileiras, AR é a que apresenta a maior taxa de endemismo (8,5%).

O Arquipélago de Fernando de Noronha está situado a 148 km a leste do AR e a 360 km da cidade de Natal, capital do Estado do Rio Grande do Norte. Este é formado por 21 ilhas e ilhotas, sendo a principal denominada Fernando de Noronha. Ele é caracterizado por um monte vulcânico que repousa sobre o assoalho oceânico a cerca 4.000 m de profundidade e faz parte de uma cadeia de montanhas submarinas que se estende até a costa do Estado do Ceará. O FN compreende 26 km² de terra emersa, com o topo que se situa aproximadamente a 300 m acima do nível do mar (Fig. 1.2b). FN apresenta uma grande riqueza de vida marinha, e uma similaridade muito grande com a fauna do AR, com mais de 350 espécies diferentes e cerca de 10 espécies endêmicas (Serafini et al., 2010; Sampaio et al., 2006; Pinheiro and Gasparini 2009; Gomes et al., 2006).

FN e AR são importantes áreas de alimentação da tartaruga-verde e da tartaruga de pente (*E. imbricata*) (Sanches and Bellini, 1999). Por a relevante importância ecológica, elas tendo sido declaradas pela UNESCO como Patrimônio Natural Mundial em 2001.



Atol das Rocas



Arquipélago de Fernando de Noronha

Figura 1.2. Imagens do: (a) Atol das Rocas (Science and Analysis Laboratory, NASA-Johnson Space Center. 01/13/2012 21:55:14); e (b) Arquipélago de Fernando de Noronha (<http://www.territorios.com.br/arquipelago-em-meio-ao-atlantico/>)

Estes sistemas insulares tropicais (FN e AR) hospedam uma alta biodiversidade marinha, com muitas espécies de peixes, incluindo os peixes recifais (169 espécies em FN e 117 espécies em AR, Serafini et al., 2010; Sampaio et al. 2006; Pinheiro and Gasparini 2009) tais como Dog Snapper, “Dentão” (*Lutjanus jocu*, Bloch and Shneider 1801) que pertence à família Lutjanidae (Allen, 1985; Azevedo, 2012). Segundo Floeter and Gasparini (2000), o Lutjanidae é encontrado nos locais costeiros do Atlântico ocidental e nos locais oceânicos tais FN, AR e as outras ilhas oceânicas do Atlântico tropical sul (Arquipélago de São Pedro e São Paulo, ilha da Trindade e ilha Ascensão). As espécies da família de Lutjanidae constituem uma das categorias de pescado mais valiosas, por sua carne ser muito procurada, o que leva a uma considerável comercialização de suas espécies (Rezende et al., 2003), sendo o Dentão (*Lutjanus jocu*) uma das espécies considerada nobre e mais valorizada desta família que são alvo de pesca comercial no litoral brasileiro principalmente na região nordeste do País. As espécies dessa família representam um importante recurso pesqueiro em todas áreas de sua ocorrência e a diminuição de captura aponta que os Lutjanídeos devem ser conservativos (Azevedo, 2012).

FN e AR são constantemente monitoradas para proteger o seu estado de conservação, pois tratam-se de Áreas Marinhas Protegidas, desempenhando um papel fundamental na conservação da diversidade biológica (Crooks and Sanjayan 2006; Planes et al., 2009). Estas elevadas produtividade biológicas dependem e estão relacionadas às condições ambientais características do Atlântico tropical.

A dinâmica do Atlântico tropical está, por sua vez, conectada à presença dos alísios do Sudeste no Hemisfério Sul e dos ventos alísios do Nordeste no Hemisfério Norte. Estes alísios se encontram numa região denominada Zona de Convergência Inter Tropical (ITCZ - InterTropical Convergence Zone) (Lumpkin and Garzoli, 2005; Stramma and Schott, 1999). A região da ITCZ é caracterizada pela ação de ventos fracos e sua posição apresenta uma variabilidade sazonal associada à variação das

intensidades e direções dos alísios de Sudeste e de Nordeste. Em resposta ao aumento da temperatura da superfície do mar (SST – Sea Surface Temperature), a ITCZ atinge sua latitude mais ao sul (próximo ao equador) durante o verão austral (Fevereiro-Março) (Waliser and Gautier, 1993; Hounsou-gbo et al., 2015). Como consequência, o sistema eólico predominante na área das ilhas FN e AR é resultante da ação dos alísios do Sudeste, que são mais intensos entre julho e agosto.

No Atlântico tropical, encontram-se diferentes massas de água, submetidas à ação de um sistema complexo de correntes, forçadas na superfície principalmente pelos ventos alísios. De acordo com Stramma and Schott (1999), as principais massas d'água da região são: a Água Tropical Superficial (TSW), a Água Central (CW), a Água Intermediária Antártica (AAIW), a Água Circumpolar do Atlântico Norte (NADW) e a Água Antártica de Fundo (AABW), que se desloca em direção ao Hemisfério Norte. A água Central do Atlântico Norte (NACW) pode ser distinguido da água Central do Atlântico Sul (SACW) porque é mais salgada, mais quente e contém menos oxigênio dissolvido. Contudo, para entender os processos físicos que controlam a produtividade observada em FN e AR, as camadas superiores da água, a zona fótica, aparecem como as mais importantes para processos fotossintéticos. Assim, considerando a dinâmica local da região, podemos limitar nossa análise apenas às massas d'água, superficial (TSW) e central (CW). A TSW, formada de água relativamente quente $\sim 27^{\circ}\text{C}$, é a massa de água que constitui a camada de mistura do Atlântico tropical. Como resumido por Stramma and Schott (1999), numa situação de termoclina acentuada, as temperaturas podem cair de 25°C a 15°C em aproximadamente 50m de profundidade. A isoterma 20°C representa bem o limite inferior da TSW. Abaixo da TSW é formada a Água Central do Atlântico Sul (SACW – South Atlantic Central Water), que chega à região equatorial a partir do giro subtropical, transportada pela Corrente Equatorial Sul (SEC).

A circulação de superfície do Atlântico tropical, em sua maioria forçada pelo vento, é um sistema complexo de correntes e contra-correntes

(Stramma and Schott, 1999; Bourlès et al., 1999a; Peterson and Stramma, 1991; Stramma and al., 2005; Lumpkin and Garzoli, 2005). Esta circulação tem sido objeto de vários estudos, o que permite uma definição melhor desse sistema de correntes, como esquematizado na Fig. 1.3.

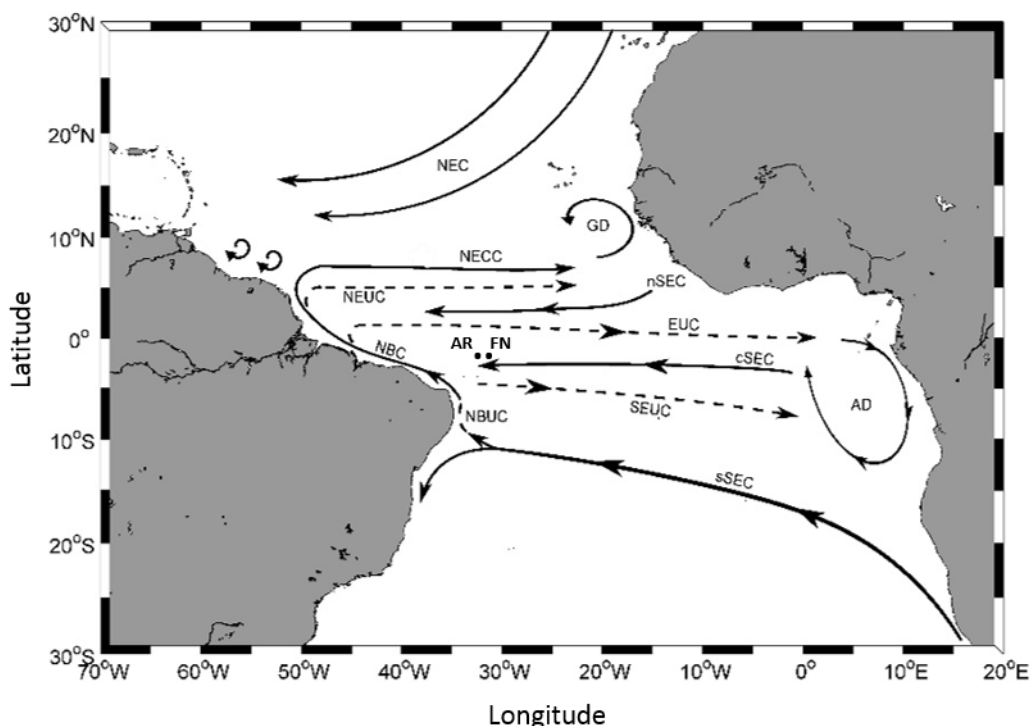


Figura 1.3. Esquema do sistema das principais correntes e subcorrentes do Atlântico tropical. Na figura também se mostram FN e AR. A NEC, NECC, SEC, e EUC são as correntes superficiais e sub superficiais do Atlântico tropical. O SEUC é a subcorrente Sul equatorial. BC e NBC são a Corrente de Brasil e Norte de Brasil, respectivamente. GC e AC são as correntes da Guiné e d'Angola, respectivamente.

As principais correntes zonais fluindo para o oeste são a Corrente Norte Equatorial (NEC) no Hemisfério Norte, e a Corrente Sul Equatorial (SEC) no Hemisfério Sul que é alimentada pela recirculação da Corrente de Guiné (GC) e da Contra-corrente Norte Equatorial (NECC) no Golfo de Guiné (Lumpkin and Garzoli, 2005). A SEC, no entanto, é dividida em 3 ramos (Molinari, 1982): o ramo norte da SEC (nSEC) situado ao norte da Subcorrente Sul Equatorial (SEUC), o fluxo central da SEC (cSEC) que flui

entre a SEUC e a Contra Corrente Sul Equatorial (SECC) e o ramo sul (sSEC) que é situado ao sul da SECC.

A cSEC está presente na região em torno de FN e AR. Apresenta-se como a principal corrente superficial dessa área. Essa massa flui para o oeste para se juntar à Corrente Norte do Brasil (NBC) perto da costa brasileira. As medições da cSEC entre 3°-7°S e 10-30°W apresentam uma média anual de $0,2 \text{ ms}^{-1}$, com uma variabilidade sazonal caracterizada por um bimodal decrescente até $0.18 \pm 0.05 \text{ ms}^{-1}$ ao início de abril e novembro e fortalecida em meados de julho (Lumpkin and Garzoli, 2005). A sSEC, que se localiza entre 10°-25°S a leste de 30°W (Stramma, 1991), alimenta a NBUC (principalmente a camada de água central). Essa corrente fornece o fluxo para Leste da Contracorrente Sul Equatorial (SECC) e é alimentada pela corrente fria de Benguela.

Além destas correntes de oeste, estabelece-se ao longo do Equador uma corrente intensa fluindo para leste, abaixo da superfície, chamada de Subcorrente Equatorial (EUC). Seu núcleo é posicionado em aproximadamente 80m de profundidade, e, como a nSEC, é ainda separada pela EUC. Stramma and Schott (1999) denominaram o fluxo entre a EUC e a SEUC como o ramo equatorial da SEC (eSEC), deixando a terminologia nSEC para referenciar apenas o ramo situado ao norte de equador. A SEUC, encontrada entre 3°S e 5°S, é um fluxo sub-termoclina contínuo para leste localizado a cerca de 5°S (Tsuchiya, 1986). Em águas profundas, FN e AR estão sob a influência dessa corrente que flui para leste. Reverdin et al. (1991) avaliaram a variabilidade sazonal deste fluxo e concluíram que ele é mais fraco em julho-setembro na região leste do Atlântico, enquanto na bacia oeste ele é mais intenso durante o mesmo período. Schott et al. (1998) e Stramma and Schott (1999) notaram a presença do fluxo de SEUC nas duas seções 35°W e 31°W e na banda zonal 2°-5°S respectivamente, com pouca variabilidade da profundidade da sua posição na faixa de 200m-500m entre 2.4°-4°S (Schott et al., 2003).

A Corrente Norte do Brasil (NBC), que é a extensão norte da sSEC, flui para Norte ao longo da costa brasileira. Na primavera boreal, depois de atravessar o equador, uma componente da NBC retroflexa para leste alimentando a EUC e o restante da NBC continua para noroeste. No outono boreal, esta corrente (NBC) que flui ao longo da costa da América de Sul, alimenta a NECC através da retroflexão mesclando-se com a água da NEC (Peterson and Stramma, 1991; Bourlès et al., 1999a). Notamos também a presença da Corrente do Brasil (BC), que flui no sentido sul ao longo das costas da América do Sul e é alimentada pelo sSEC.

Os estudos de Garzoli and Katz (1983), Richardson and Reverdin (1987), Arnault (1987); Peterson and Stramma, (1991), Richardson and al. (1992), Stramma and Schott (1999) indicaram ainda que a forte variabilidade sazonal das correntes zonais depende da alta variação do ciclo sazonal de ITCZ. Por este motivo, a NECC e a SEC são mais intensas em verão-outono boreal e mais fracas em inverno-primavera boreal.

Embora o sistema de correntes zonais seja bem conhecido na literatura, em nosso conhecimento nenhum estudo avaliou as influências das interações correntes-ilhas na dinâmica de mesoescala das regiões oceânicas adjacentes a FN e AR. Assim, o objetivo principal deste trabalho foi investigar a influência da presença dos sistemas insulares FN e AR nos padrões de circulação de mesoescala nas regiões oceânicas circundantes das ilhas, com foco na identificação das modificações das propriedades termodinâmicas e biogeoquímicas em torno de FN e AR. Para tal, o trabalho foi desenvolvido seguindo as seguintes etapas:

- Investigar os padrões de recirculação (estruturas de mesoescala, vórtices e esteiras) induzidos pela interação topografia-correntes na região dos dois sistemas insulares;
- Investigar as consequências destes padrões de recirculação sobre a variação dos processos biogeoquímicos, tais como distribuição de nutrientes, produtividade primária e parâmetros do sistema carbonato;

- Investigar a eventual conectividade física-biogeoquímica entre FN e AR, que já foi apontada por Serafini et al., (2010) por causa da similaridade muito grande da fauna de FN com a fauna de AR, com foco na variabilidade da influência das condições hidrodinâmicas sobre o transporte de ictioplâncton entre os dois sistemas insulares.

Este documento está organizado da seguinte forma: O primeiro capítulo apresenta a motivação, uma síntese das condições hidrológicas características no Atlântico tropical oeste e os objetivos do estudo. A próxima seção (Capítulo 2) apresenta as diferentes bases de dados utilizadas no estudo, sejam estas obtidas a partir de medições realizadas *in situ* (cruzeiros oceanográficos) ou provenientes de observações de sensoriamento remoto (satélites). A descrição das técnicas de modelagem matemática e simulação numérica (modelos, cenários e configurações) utilizadas estão detalhadas no Capítulo 3. No Capítulo 4 são investigados os padrões e variabilidade sazonal da recirculação verificados a partir dos dados e simulações com o modelo hidrodinâmico *Regional Ocean Modelling System* (ROMS). O Capítulo 5 apresenta os principais resultados da modelagem biogeoquímica da região de estudo, quando ao modelo ROMS são acopladas as rotinas do modelo *Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Studies* (PISCES). A influência de FN e AR sobre as variáveis de estado biogeoquímicas são destacados nesse capítulo. O Capítulo 6 apresenta uma análise da conectividade entre as duas ilhas, com a aplicação técnica de modelagem lagrangeana (*Individual-Based Model – ICHTHYOP*) para avaliar a variabilidade sazonal do transporte de ictioplâncton entre FN e AR. As conclusões e perspectivas são apresentadas no Capítulo 7. Os Anexos 1 e 2 apresentam os dois artigos científicos publicados/aceitos elaborados a partir dos resultados do trabalho. Um terceiro artigo, em redação, trará os principais resultados dos estudos do acoplamento físico-biogeoquímico ROMS-PISCES (Capítulo 5).

Capítulo 2

Bases de Dados

Nesta seção são descritas as diferentes bases de dados utilizadas neste trabalho. Também serão comentados os dados utilizados para forçar à superfície e alimentar as fronteiras abertas do modelo

2.1. FORÇANTES DE SUPERFÍCIE

Nesta seção, são descritos os campos de dados que foram utilizados no modelo físico para forçar a superfície do oceano (Esses são usados no Capítulo 3).

2.1.1. Cisalhamento eólico

Na superfície, usamos o cisalhamento do vento calculado a partir das observações do *Quick Scatterometer* (QuikSCAT) que são produtos mensais climatológicos da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA). Esses dados estão disponíveis numa malha global regular de 0.25° , num intervalo de tempo compreendido entre setembro/1999 a agosto/2007 (Risien and Chelton, 2008).

2.1.2. Fluxos de calor e de massa

O fluxo de calor, de evaporação e de precipitação derivam do produto climatológico Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set (COADS; DaSilva et al., 1994) com uma resolução espacial de 0.5°. Contudo, os dados da temperatura da superfície do mar com uma resolução mais fina (~9,28 km) que COADS, provenientes de Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)-Pathfinder de 1985 a 1997, foram usados no cálculo do fluxo do calor para melhorar a solução numérica.

2.2. DADOS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR (SST)

A variabilidade da temperatura da superfície do mar foi avaliada a partir de diferentes bases: MODIS, GHRSSST e WOA. Estes dados permitiram avaliar o desempenho do modelo em reproduzir a evolução sazonal da SST da região de estudo (nos Capítulos 4 e 6).

2.2.1. MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)

De modo simplificado, o *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) é um sensor que foi lançado na órbita da Terra pela NASA em 1999 a bordo do satélite Terra (EOS AM), e em 2002 a bordo do satélite Aqua. Através do MODIS é possível conhecer a temperatura da superfície (solo e oceano), detecção de incêndio, cor do oceano (sedimento, fitoplâncton), mapas da vegetação global, características das nuvens, e as concentrações de aerossóis. Neste trabalho foi utilizada a SST do sensor MODIS-Aqua, que é uma climatologia dos dados mensais sobre uma malha regular de 4 km de resolução em longitude e em latitude. MODIS está disponível em <http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/> para o oceano global.

2.2.2. Group for High Resolution Sea Surface Temperature (GHRSSST)

A *Group for High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSSST), nível de análise 4, é uma base de dados de SST mesclado produzido diariamente numa base operacional sobre uma malha de 0.009°. A análise desse dado *Global 1 km SST* (G1SST) utiliza dados satélite e observações *in-situ* de derivadores e de boias amarradas. G1SST é disponível em http://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/JPL_OUROCEAN-L4UHfnd-GLOB-G1SST.

2.3. DADOS DE CORRENTES

A circulação média da região de estudo é avaliada usando para comparação as observações de corrente de superfície do Global Drifter Center of the National Oceanic and Atmosphere Administration (NOAA) (www.aoml.noaa.gov/phod/dac/dacdata.html), nos Capítulos 4 e 6. O produto (referenciado por DRIFTER) é obtido a partir da observação das velocidades das correntes de superfície provenientes de derivadores rastreados por satélite. Esses dados, com uma resolução espacial de 0.5°, fornecem os campos climatológicos mensais da circulação superficial (Lumpkin and Johnson, 2013).

2.4. DISTRIBUIÇÃO VERTICAL (COLUNA D'ÁGUA): DADOS FÍSICOS

O *World Ocean Atlas* (WOA), conhecido geralmente como a “Climatologia de Levitus”, é um conjunto de dados de oito propriedades (temperatura, salinidade, oxigênio dissolvido, percentagem de saturação de oxigênio, aparente utilização do oxigênio, fosfato, silicato e nitrato) da água de mar. O produto é disponibilizado pelo *National Oceanographic Data Center of the National Oceanic and Atmospheric Administration* (NODC/NOAA). Os dados são interpolados irregularmente ao longo da coluna d'água, em três diferentes de resolução espacial (5°, 1° e 0.25°),

todos disponíveis nas escalas de tempo anual, sazonal e mensal. Neste trabalho utilizamos a versão WOA2013, que é o produto de maior resolução espacial da base WOA (<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/pubwoa13.html>). Esse campo de dado é usado tanto para inicializar o modelo físico, quanto para a avaliação dos perfis verticais da temperatura e da sazonalidade da temperatura da superfície do mar do modelo (ver no Capítulo 3 e 4).

2.5. DISTRIBUIÇÃO VERTICAL (COLUNA D'ÁGUA): DADOS BIOGEOQUÍMICOS

Para os dados de biogeoquímica, outra climatologia global denominada WOAPISCES, se mostrou bastante útil. A base WOAPISCES fornece os dados globais de ferro, silicato, oxigênio, fosfato carbono orgânico dissolvido, carbono inorgânico dissolvido e de alcalinidade. Para mais informações consultar Aumont and Bopp (2006) para as variáveis do ferro e de carbono orgânico dissolvido, e Goyet et al., (1999) para o carbono inorgânico dissolvido e alcalinidade. Esse conjunto de dados WOAPISCES foi utilizado para alimentar os limites laterais do modelo acoplado físico-biogeoquímico (no Capítulo 3). É também utilizado para comparar o nitrato simulado pelo modelo (no Capítulo 5).

2.6. DADOS DE CLOROFILA-*a*

2.6.1. MODIS

Os dados da clorofila-*a* do sensor MODIS-Aqua são obtidos para diferentes resoluções horizontais 8km e 4km, esta última utilizada em nosso trabalho. Esses dados climatológicos mensais estão disponíveis em <http://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>, a partir de julho de 2002 para todo o oceano global. Esses dados permitiram, além de representar a variabilidade espacial da clorofila na área de estudo, de avaliar a clorofila-*a* calculada pelo modelo (no Capítulo 4 e 5).

2.6.2. SeaWiFS

Os dados de clorofila-*a* provenientes da base *Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor* (SeaWiFS) foram também utilizados. Esse conjunto de dados mensais está disponível em uma grade de 8km de resolução, para o período novembro/1997 a dezembro/2010

(<http://giovanni.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/>). Como os dados da clorofila-*a* de MODIS, são usados para avaliar a clorofila simulada no Capítulo 5.

2.7. CRUZEIROS OCEANOGRÁFICOS CAMADAS FINAS

Dados *in-situ* de temperatura e da clorofila-*a* (dados de “Fluorescence, Seapoint”) obtidos durante as campanhas de Camadas Finas (CF) foram igualmente utilizados para evidenciar os padrões físicos e biogeoquímicos verificados nas regiões de entorno de FN e AR (ver o Capítulo 4). Esses cruzeiros foram realizados na área oceânica e plataforma continental da ZEE Nordeste, com o Navio de Pesquisa NHO. Cruzeiro do Sul da Marinha do Brasil em julho 2010, setembro 2012, e agosto 2014 para CFI-I, CF-II e CF-IV, respectivamente.

2.8. SOCAT

Com o objetivo de comparar os resultados das simulações dos parâmetros do sistema carbonato com as medições realizadas *in situ*, foram utilizadas as informações disponibilizadas na Base de dados *Surface Ocean Carbon Atlas* – SOCAT (Bakker et al., 2016), representadas no Capítulo 5.

Capítulo 3

Metodologia

Os dados disponíveis e descritos no capítulo anterior nos permitiram conhecer, em termos globais, as variações temporais das propriedades termodinâmicas da área de estudo. Entretanto, devido à baixa resolução espacial (e mesmo temporal), estes não são capazes de descrever, de maneira satisfatória os mecanismos envolvidos, ou mesmo, de capturar as alterações físico-biogeoquímicas resultantes das interações entre as ilhas e a circulação na área de estudo. Nesse sentido, fizemos uso de técnicas de modelagem matemática e de simulação numérica de alta resolução. Nesse Capítulo, descreve-se os procedimentos realizados no desenvolvimento do trabalho, nomeadamente, a metodologia utilizada na implantação do modelo numérico na área de estudo, bem como a descrição dos modelos utilizados e os métodos de pesquisa empregados para atingir os objetivos propostos.

3.1. MODELO HIDRODINÂMICO

Nesta seção o modelo hidrodinâmico *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) e suas principais características são descritas.

3.1.1. Apresentação do modelo físico ROMS

O ROMS (Shchepetkin and McWilliams, 2003, 2005) é um “descendente” da evolução do código original *Semi Spectral Primitive Equation Model* (SPEM). Este foi desenvolvido na Universidade de Rutgers por Haidvogel (1991), e caracteriza-se pela hipótese de superfície rígida (*rigid lid assumption*) em coordenadas sigma clássicas. Mais tarde, uma versão melhorada do SPEM, denominada *S-Coordinate Rutgers University Model* (SCRUM, Song and Haidvogel, 1994) foi desenvolvida. Ela integra uma superfície livre e as coordenadas verticais sigma generalizadas que permitem aumentar a resolução vertical na superfície e no fundo. Isto permite ao modelo representar melhor ambas as camadas de mistura (superfície e de fundo), levando a uma resolução homogênea na camada de superfície.

O modelo ROMS tem sido configurado e empregado em diferentes regiões do mundo (Haidvogel et al., 2000; Malanotte-Rizzoli et al., 2000; She and Klinck, 2000; Penven et al., 2000, 2001a, 2001b; McCreedy and Geyer, 2001; Lutjeharms et al., 2003). Ele oferece a possibilidade de implantar traçadores passivos e flutuadores lagrangeanos. A isso, acrescenta-se a possibilidade da integração dos módulos de disciplinas dependentes da hidrodinâmica como a interação onda-correntes, a sedimentologia, e a biogeoquímica. Para as nossas simulações, nós usamos a versão de ROMS desenvolvida no *Institut de Recherche pour le Développement* (IRD) por Patrick Marchesiello (IRD Toulouse), Pierrick Penven (IRD Brest), Gildas Cambon (IRD Brest) et Laurant Debreu (INRIA, *Institut National de Recherche en Informatique et en Automatique*). Nesta o pacote ROMSTOOLS (Penven et al., 2008) é utilizado para a configuração inicial e visualização dos resultados. Essa versão permite de aninhamento de grades do modelo umas nas outras, aumentando assim suas resoluções através da biblioteca AGRIF (*Adaptative Grid Refinement in Fortran*; Debreu and Blayo, 2003, 2008; Blayo and Debreu, 1999; Debreu and Vouland, 2003; Debreu, 2000; Silva et al., 2009; Cintra et al., 2015 e Karnauskas et al., 2016). Dois modos de conexão entre as grades são

então possíveis: o modo *one way* e o modo *two way*. O primeiro modo funciona usando os sinais da malha mãe (grade de baixa resolução) como condição limite da malha filha (grade de alta resolução), que pode ser até 3 vezes mais refinada que a malha mãe. Este modo pode ser chamado também de modo em *downscaling*. O segundo modo usa o mesmo princípio que o modo *one way*, além do que os sinais da malha filha alimentam também a malha mãe, processo esse chamado de *upscaling*. Neste trabalho não foi usado aninhamento dos modelos de diferentes escalas.

Essa versão de ROMS encontra-se paralelizada e pode ser compilada com as bibliotecas MPI (*Message Passing Interface*). Neste caso, cada processador possui a sua memória própria e requer que os diferentes processos se comuniquem entre eles por isso chama-se também de paralelização com uso de memória distribuída. Por outro lado, se a máquina tem multiprocessadores, pode-se utilizar a biblioteca *OpenMp* (*Open Multi Processing*). Esta paralelização é conhecida como de memória compartilhada, porque os diferentes processos compartilham a mesma memória e eles não precisam se comunicar entre eles através do uso de redes lógicas. Esta versão oferece vantagens de poder ser usada em diferentes ambientes. No contexto deste trabalho, as simulações foram realizadas em arquitetura Linux, utilizando a estrutura computacional do CEERMA/UFPE, além do cluster do CENAPAD/UFPE, este último localizado fisicamente no NTI-UFPE.

3.1.2. Hipóteses simplificadoras

O ROMS é um código numérico que resolve as equações primitivas da mecânica dos fluidos geofísicos (Equação de Navier-Stokes, 5 equações com 5 variáveis: velocidade zonal u , velocidade meridional v , velocidade vertical w , temperatura T , salinidade S) num ambiente de rotação centrado na terra com as três hipóteses clássicas e fundamentais para a modelagem dos fluxos oceânicos, quais sejam:

- Aproximação de Boussinesq: supõe que a densidade d'água do mar varia pouco no espaço e no tempo em torno de um valor médio ($\rho(x,y,z,t) = \rho_0 + \rho'(x,y,z,t)$). Isso permite simplificar as equações pela linearização de alguns termos. Desta forma, as variações da densidade tornam-se desprezíveis dentro as equações de Navier-Stokes exceto para a força gravitacional (onde as variações de densidade intervêm somente através de equilíbrio hidrostático $\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$);
- Aproximação hidrostática: decorre diretamente da ideia que as dimensões horizontais do oceano são muito maiores do que as dimensões verticais e pode-se representar o oceano, em média e em grande escala, como uma camada de água pouco profunda. Essa hipótese permite simplificar bastante as equações de Navier-Stokes para a componente vertical da velocidade e, portanto, somente o termo do equilíbrio hidrostático do componente vertical da equação de Navier-Stokes é conservado;
- Hipótese de incompressibilidade: supõe que a massa por unidade de volume (densidade) de uma parcela de fluido não varia com a pressão. Essa aproximação não implica estritamente a conservação da massa, pois, o efeito mecânico da pressão não é o único fator a agir sobre a densidade, já que os efeitos físicos de contração/dilatação térmica na salinidade são modelizados para considerar a forçante termohalina. Portanto a densidade é variável no modelo. Isso implica que a massa não é estritamente conservada. Supõe-se que os efeitos físicos são pequenos em comparação aos efeitos mecânicos e que a não conservação da massa no modelo é sem efeito na circulação.

3.1.3. Equações de movimento

Estas são escritas em coordenadas cartesianas (x,y,z,t) , num sistema de coordenadas em rotação, na seguinte forma:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \nabla u - fv = -\frac{\partial \Phi}{\partial x} + F_u + D_u$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \nabla v - fu = -\frac{\partial \Phi}{\partial y} + F_v + D_v$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} = -\frac{\rho g}{\rho_0}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \nabla T = F_T + D_T$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{v} \nabla S = F_S + D_S$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

(3.1)

Nesse sistema de equações, F (termos de forçante) representa a fonte de quantidade de movimento (vento), de temperatura ou de salinidade (evaporação-precipitação e as descargas dos rios para o balanço de sal), D (termos sumidouros) são as parametrizações dos processos de dissipação (D_u e D_v) da energia cinética ou de difusão de traçadores (D_T e D_S) horizontais e verticais. As variáveis (u , v , w) são as componentes da velocidade nas direções x , y e z (em unidades de m/s); t é o tempo (em unidades de s); (x , y , z) são as coordenadas retangulares nas direções Leste - Oeste, Sul - Norte e vertical (em metros); f é parâmetro de Coriolis, $f = 2\Omega \sin \lambda$, com λ a Latitude geográfica e $\Omega = \frac{2\pi}{T}$ a velocidade angular de rotação da Terra onde T é o período de rotação da Terra); Φ é a pressão dinâmica, $\Phi = \frac{P}{\rho_0}$ (P em unidade Pa); ρ é a anomalia de densidade (em unidade de kg/m^3), g é a aceleração de gravidade (em unidade de m/s^2), S é a salinidade, T é a temperatura (em unidade de $^{\circ}C$). As variáveis prognósticas são u , v , w , S , T enquanto ρ e Φ são determinados em um momento determinado da equação de estado e da integração vertical do equilíbrio hidrostático. Notando ζ a elevação da superfície livre e h a

profundidade, as condições de contorno na superfície e no fundo escrevem-se:

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

$$\left\{ \begin{array}{l} K_v \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_s^x \\ K_v \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_s^y \\ K_v^T \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q}{\rho_0 C_p} \\ K_v^S \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{(E - P)S}{\rho_0} \\ w = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \end{array} \right.$$

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

$$\left\{ \begin{array}{l} K_v \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_b^x \\ K_v \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_b^y \\ K_v^T \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \\ K_v^S \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \\ w = u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \end{array} \right.$$

(3.2)

Os termos τ_s^x , τ_s^y , τ_b^x e τ_b^y são as componentes da tensão viscosa exercida pelo vento na superfície livre e pela corrente no fundo. Essas tensões viscosas são normalizadas por ρ_0 para ter a mesma dimensão que a pressão dinâmica. Q e E-P representam os fluxos de calor e de evaporação menos precipitação em superfície. A viscosidade K_v , a difusividade térmica K_v^T , a difusividade mássica K_v^S , são os coeficientes de mistura vertical no interior da coluna de água. Esses coeficientes são dados pelo fechamento turbulento. No entanto, na superfície e no fundo,

as tensões viscosas não são calculadas, e os termos de fluxo verticais em que elas atuam são impostos pelas condições ao limite anteriormente referida. Em superfície, essas condições permitem inserir as principais forçantes oceânicas: o fluxo de calor trocado com a atmosfera, a tensão do vento exercida pelo vento na superfície e o fluxo de salinidade por evaporação/precipitação. No fundo, elas levam a considerar um piso oceânico impenetrável aos fluxos de fluidez, ou seja, um fundo impermeável. Contudo, o fluxo de quantidade de movimento no fundo, que representa a tensão viscosa exercida pela corrente no leito oceânico necessita ser parametrizado para ter uma condição fisicamente aceitável. Dessa forma tem-se:

- Fricção linear $(\tau_b^x, \tau_b^y) = -r(u_b + v_b)$ é controlada pela “velocidade de fricção” rU (homogênea à velocidade);
- Fricção quadrática $(\tau_b^x, \tau_b^y) = C_d \sqrt{u_b^2 + v_b^2}$ é controlada pelo coeficiente de fricção C_d (sem dimensão);
- Camada logarítmica de *von Karman-Prandl*, é a fricção quadrática com o coeficiente de arraste sendo dado por $C_d = \left(\frac{k}{\log(\Delta z_b/z_r)}\right)^2$, se $C_{d_{min}} < C_d < C_{d_{max}}$, ou ainda igual a um dos valores limites no caso contrário. Nesse caso, a escala de rugosidade z_r , e os valores $C_{d_{min}}$ e $C_{d_{max}}$ devem ser controlados. O parâmetro $k = 0,41$ representa a constante de *von Karman*;

O vetor $(u_b + v_b)$ é a velocidade horizontal próxima do fundo. As parametrizações lineares e quadráticas têm as mesmas expressões, mas para *von Karman-Prandl*, o coeficiente C_d é variável, pois depende da resolução perto do fundo, ou seja, da distância entre o primeiro nível ρ e o fundo. Ele é máximo (mínimo) quando a resolução ao fundo é próxima (afastada) da escala de rugosidade.

3.1.4. Coordenadas verticais sigma generalizadas

O ROMS usa o sistema de coordenadas sigma “ $\sigma(x,y,z)$ ”, o qual é uma coordenada vertical matematicamente como a razão entre a pressão no nível P e a pressão à superfície P_s . No sistema alongado (*stretched*), a coordenada vertical σ abrange o intervalo $[-1, 1]$. O nível superior é $\sigma=0$ e o nível inferior é $\sigma= -1$. A transformação das coordenadas σ em níveis $z(x,y,\sigma)$ é:

$$z = \zeta(1 + \sigma) + h_c\sigma + (h - h_c)C(\sigma) \quad (3.3)$$

O número de níveis verticais N e os parâmetros $0 < \theta_s \leq 20$, $0 \leq \theta_b \leq 1$ e $h_c > 0$ permitem controlar a resolução da grade vertical. h_c é o parâmetro que representa a espessura da camada superficial onde pretende-se aumentar a resolução. O valor dele deve ser inferior à profundidade mínima da configuração. Quando θ_s aumenta, maior é a resolução nessa camada superficial e menor ao longo da coluna de água. Para evitar forte descontinuidade na discretização das equações do modelo, é recomendável fazer uma boa escolha dos valores ($\theta_s < 8$).

- Quanto maior for a resolução de θ_s , maior será a resolução mantida acima de h_c .
- Para $\theta_b = 1$, corresponde a um aumento idêntico ao da superfície.
- Para $\theta_b = 0$, toda a resolução vai para a superfície.
- Quando $\theta_s = 0$, encontra-se a expressão tradicional das coordenadas sigma. $z = (\zeta + h)(1 + \sigma) - h$

3.1.5. Coordenadas horizontais curvilíneas

Para tratar melhor as fronteiras de forma complexa e para aumentar a resolução nas regiões de interesse, o ROMS tem uma transformação de coordenada ortogonal $(\xi(x,y), \eta(x,y))$ adequada na horizontal. Essa nova coordenada é um sistema de coordenadas que permite o acompanhamento

da fronteira, e a variação da resolução da grade lateralmente. Essas novas coordenadas são obtidas calculando as distâncias curvilíneas $d\xi$ e $d\eta$ entres 2 pontos, que são ligados aos comprimentos de arco pelos fatores de escala $m(\xi, \eta)$ e $n(\xi, \eta)$. Os fatores de escala dependem da grade do modelo e da esfericidade da terra. Essas novas coordenadas são dadas por:

$$(ds)_\xi = \left(\frac{1}{m}\right) d\xi$$

$$(ds)_\eta = \left(\frac{1}{n}\right) d\eta$$

e as componentes da velocidade no novo sistema de coordenadas são:

$$\vec{v} \cdot \hat{\xi} = u$$

$$\vec{v} \cdot \hat{\eta} = v$$

(3.4)

3.1.6. Discretização espacial

O ROMS utiliza o método de diferenças finitas para aproximar as derivadas horizontais sobre uma grade escalonada Arakawa de tipo C, que é uma malha tridimensional ortogonal e curvilínea (ξ, η) sobre uma esfera. A formulação gera as coordenadas curvilíneas que permitem as aplicações das coordenadas cartesianas, polares e esféricas. A transformação de qualquer uma dessas coordenadas na grade de ROMS (ξ, η) é especificada nos termos métricos (pm, pn) . A superfície livre (ξ) , a densidade (ρ) e os traçadores ativos/passivos (t) são localizados no centro da célula enquanto as velocidades horizontais $(u$ e $v)$ são localizadas nas bordas oeste/leste e sul/norte da célula, respectivamente. A densidade é avaliada entre pontos onde as correntes são avaliadas (Fig. 3.1). Essa malha é particularmente adaptada aos problemas de resolução mais fina que o raio interno de deformação de Rossby. De uma forma geral, essas grades escalonadas permitem a escritura do conjunto de termos na forma de fluxo, limitando otimamente o número de operador de média. Isso permite aperfeiçoar a conservação da quantidade de movimento e dos traçadores

no domínio. Além disso, essas grades também permitem uma discretização eficiente das derivadas espaciais por uso de esquemas de ordens superiores.

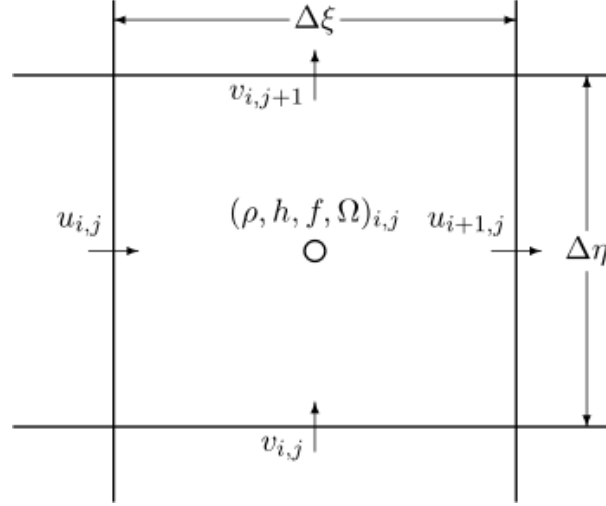


Figura 3.1. Posição das variáveis na grade Arakawa de tipo C.

3.1.7. Discretização vertical

As equações que governam as equações de ROMS são discretizadas sobre a topografia variável usando uma coordenada vertical sigma alongada (*stretched coordinates*). Em consequência, cada grade pode ter diferente espessura (H_z) e volume. As variáveis de estado do modelo são verticalmente escalonadas de modo que a dinâmica horizontal (u, v), (ρ), e os traçadores ativos/passivos (t) estão localizados no centro da grade da célula. A velocidade vertical (w) e as variáveis de mistura vertical (Akt , Akv , etc) estão localizadas na face do topo e do fundo da célula. A espessura total da coluna de água é $\zeta(i,j) + h(i,j)$. A batimetria (h) é geralmente invariante no tempo, enquanto a superfície livre (ξ) evolui no tempo. Na entrada e na saída, a batimetria é sempre uma quantidade positiva. Contudo, as profundidades $z_{r(i,j,k)}$ e $z_{w(i,j,k)}$ são negativas para todas as posições abaixo do nível médio do mar.

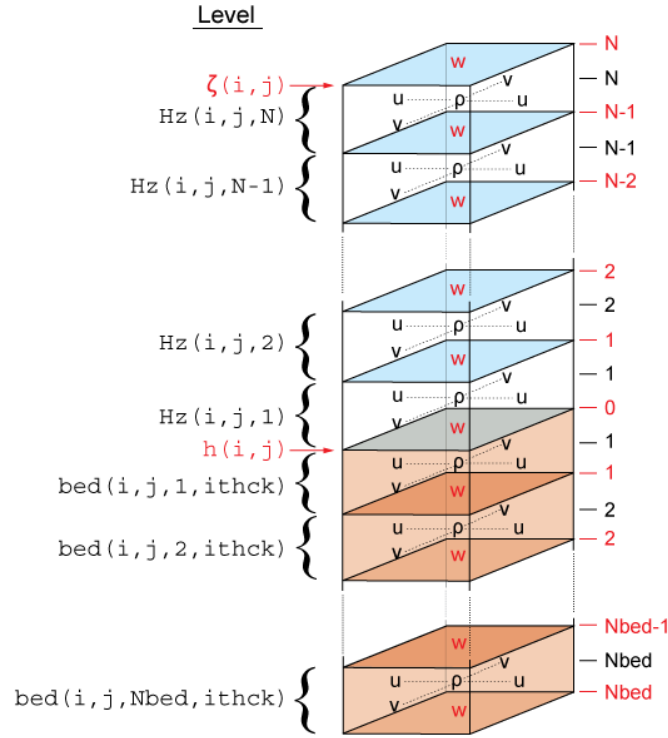


Figura 3.2. Superposição das variáveis na grade vertical escalonada.

3.1.8. Discretização temporal

A discretização temporal usa um método de separação explícita dos modos barotrópicos ligados à variação da superfície livre e dos modos baroclínicos associados à variação da massa volúmica (densidade). Os modelos 2D da superfície (rápidos) são acoplados ao modelo 3D (lento) a fim de distinguir as ondas de gravidade de superfície e as ondas internas que não têm o mesmo passo de tempo. Esse método onde os modos barotrópicos são calculados separadamente dos modos baroclínicos permite reduzir custos computacionais (tempo de simulação). As velocidades do modo 2D são calculadas em média temporal entre cada passo de tempo baroclínico antes de serem reinjetadas no modelo 3D.

O critério de estabilidade de *Courant-Friedrichs-Levy* (CFL) permite de ligar a resolução espacial com a resolução temporal a fim que cada fenômeno ondulatório não se espalhe mais rápido do que um nó da malha

por passo de tempo. Em primeiro lugar, é escolhida a resolução espacial, em seguida, a resolução temporal definida como: $\Delta T \leq \frac{1}{\sqrt{gh_{max}}} \left[\frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2} \right]^{-\frac{1}{2}}$.

3.1.9. Parametrização turbulenta

Os processos físicos verticais de sub-malha não resolvidos pelo modelo são parametrizados no ROMS pelo modelo de fechamento turbulento non-local, K-profile planetary boundary layer scheme (KPP, Large et al., 1994). Dois parâmetros distintos dos coeficientes de viscosidade/difusividade são definidos para a coluna de água: um para o oceano inteiro e outro para a camada de fronteira/mistura da superfície e de fundo. A profundidade dessa camada de fronteira depende: da forçante da superfície ao fundo, dos perfis verticais da flutuabilidade e da velocidade. Elas são determinadas por um valor crítico do número de Richardson volúmico integrado da superfície ou do fundo. Na zona interna, entre as duas camadas, a mistura vertical é considerada como a soma de 4 processos: o cisalhamento vertical, a quebra das ondas internas, a dupla difusão e a instabilidade estática (convecção). Para uma descrição completa do modelo ROMS, refere-se à Haidvogel et al. (2000) and Shchepetkin and McWilliams (2005).

3.2. MODELAGEM ACOPLADA FÍSICO-BIOGEOQUÍMICO

Neste trabalho o modelo físico ROMS foi acoplado com o modelo biogeoquímico *Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies* (PISCES, Aumont and Bopp, 2006), nomeado ROMS-PISCES. Este já foi empregado com sucesso para simular campos biogeoquímicos no oceano e para entender as suas dinâmicas (Aumont et al., 2003; Aumont and Bopp, 2006; Echevin et al., 2008; José et al., 2014). Em nosso trabalho, o PISCES foi utilizado para analisar a influência das ilhas nas variáveis de estado biogeoquímicas, tais como a clorofila-*a* e os nutrientes. Esse modelo biogeoquímico, derivado de *Hamburg Model Carbon Cycle*,

version 5 HAMOCC5 (Aumont et al., 2003), foi concebido para representar os primeiros níveis do ecossistema marinho e os principais ciclos biogeoquímicos (Aumont et al., 2003; Aumont and Bopp, 2006). O modelo PISCES supõe que o crescimento do fitoplâncton é diretamente limitado pela disponibilidade de nutrientes. Sua hipótese considera 24 compartimentos simulados (Aumont and Bopp, 2006), assim distribuídos: cinco nutrientes (fosfato, nitrato, amônio, silicato e ferro), duas classes de tamanho de fitoplâncton (nanofitoplâncton e diatomáceas), duas classes de tamanho de zooplâncton (microzooplâncton e mesozooplâncton) e duas classes de tamanho de detritos (Fig. 3.3).

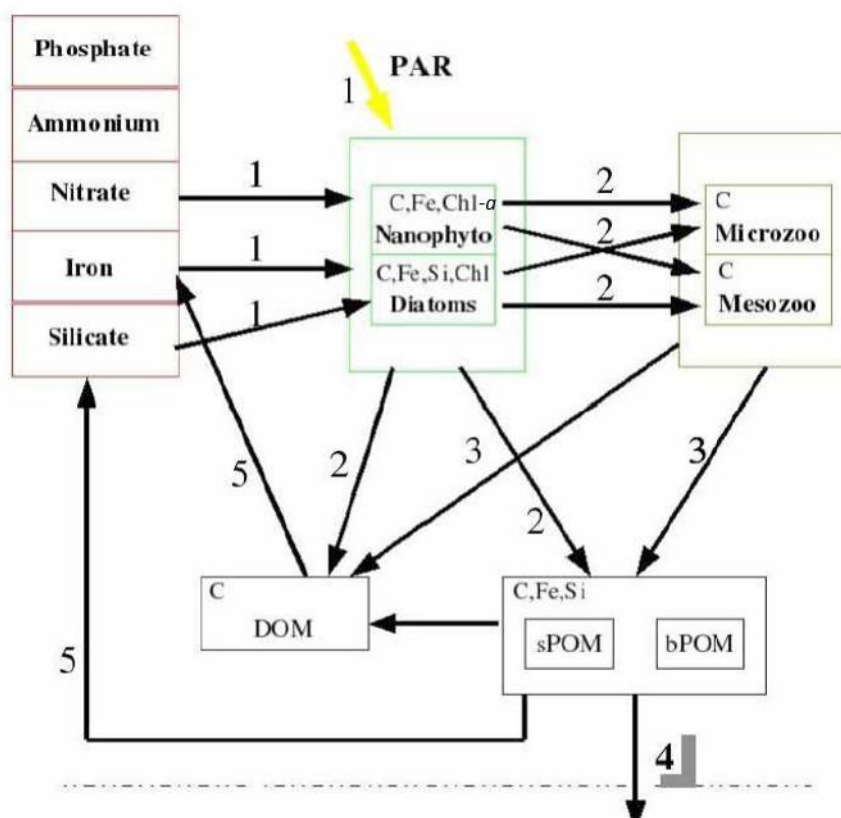


Figura 3.3. Variáveis de estado e conexões no modelo PISCES
(<http://www.lodyc.jussieu.fr/~aumont>).

As diatomáceas diferem de nanofitoplâncton por sua dependência em silício (Si) e por uma maior exigência em Ferro (Fe) (Sunda and

Huntsman, 1997), e por sua constante de meia-saturação mais alta por causa de seu grande tamanho (Aumont and Bopp, 2006). O PISCES apresenta também três compartimentos de matéria orgânica dissolvida semi-lábil (seu tempo de reatividade está na faixa de meses a anos), partículas pequenas, de afundamento lento, (3 md^{-1}) e partículas (grandes), de afundamento rápido ($50\text{-}200\text{ md}^{-1}$). Três diferentes fontes de nutrientes no oceano são modelizadas (apenas para o Fe): a deposição atmosférica da poeira, os rios e a mobilização dos sedimentos. Uma descrição completa sobre as equações do modelo PISCES incluindo as parametrizações do modelo são disponíveis por Aumont and Bopp (2006).

3.3. MODELAGEM LAGRANGEANA IBM-ICHTHYOP

Esta técnica foi utilizada para realizar um acoplamento do modelo físico com um modelo de traçadores lagrangeanos para simular o transporte de larvas. O modelo lagrangeano ICHTHYOP, baseado no indivíduo (*Individual Based Model – IBM*) (Lett et al., 2008; Brochier et al., 2008a), é uma ferramenta de uso livre. Em nosso trabalho este foi empregado para simular o transporte de partículas na zona oceânica FN-AR, utilizando os resultados da modelagem hidrodinâmica produzidos pelo modelo oceânico ROMS. O ICHTHYOP foi desenvolvido em linguagem Java, e é empregado para estudar os efeitos dos aspectos físicos (por exemplo: as correntes oceânicas, a temperatura) e biológicos (a migração vertical diurna, a mortalidade) na dinâmica do ictioplâncton (<http://www.ichthyop.org/>).

3.4. IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO ROMS-PISCES

A representação do oceano de forma fina e realista necessita uma alta resolução espacial para capturar em maior detalhe as feições de fundo. Além disso, como a região simulada apresenta uma topografia irregular, com ilhas pequenas, etc., a alta resolução é uma condição

básica para minimamente representar a dinâmica de FN e AR. Estes, por exemplo, nem mesmo aparecem nas bases de dados de topografia de como ETOPO2 (resolução horizontal de 2') ou mesmo de GEBCO (resolução horizontal de 0,5'). Neste sentido, a alta resolução permite também o acesso às finas escalas dinâmicas induzidas por essas ilhas. Essa seção é destinada à descrição do modelo regional de FN e AR. As configurações dos modelos e os diferentes cenários das simulações são então detalhados a seguir.

3.4.1. Domínio simulado, configuração do modelo físico e biogeoquímico

O domínio modelizado estende-se de 35°W a 31°W e de 5,5°S a 3°S (Fig.3.4). Esses limites foram escolhidos a fim de incluir as principais características que interagem na circulação em torno das ilhas de FN e AR. A resolução horizontal da grade escolhida é de 1/70° (i.e., aproximadamente 1,5km). Essa alta resolução da malha permite capturar os efeitos da presença dos sistemas FN e AR (26km² e 0,36km² de terra emersa, respectivamente). Para uma melhor representação da topografia de fundo, os dados atualizados e detalhados da Carta Náutica do Centro de Hidrografia da Marinha (CHM, http://www.mar.mil.br/dhn/chm/box-cartas_nauticas/cartas.html) foram utilizados e integrados com o banco de dados de GEBCO de 0,5' de resolução regular (*Global Earth Bathymetric Chart of the Oceans*, <http://www.gebco.net/>).

Nas nossas simulações, a coluna d'água foi discretizada em 40 níveis de camadas sigma, utilizando os parâmetros de alongamento para permitir uma resolução horizontal suficiente na parte superior do oceano e em todo o domínio de integração, mesmo próximo ao fundo, sobretudo nas áreas circundantes das ilhas (Song and Haidvogel, 1994). Como os modelos de coordenadas sigma apresentam problemas em regiões com topografias íngremes em função de erros numéricos no cálculo de

gradiente de pressão ou inconsistência hidrostática (Haney, 1991), depois da interpolação, a batimetria foi alisada (*slope parameter*) para evitar os grandes erros na computação do gradiente de pressão (Beckmann and Haidvogel, 1993).

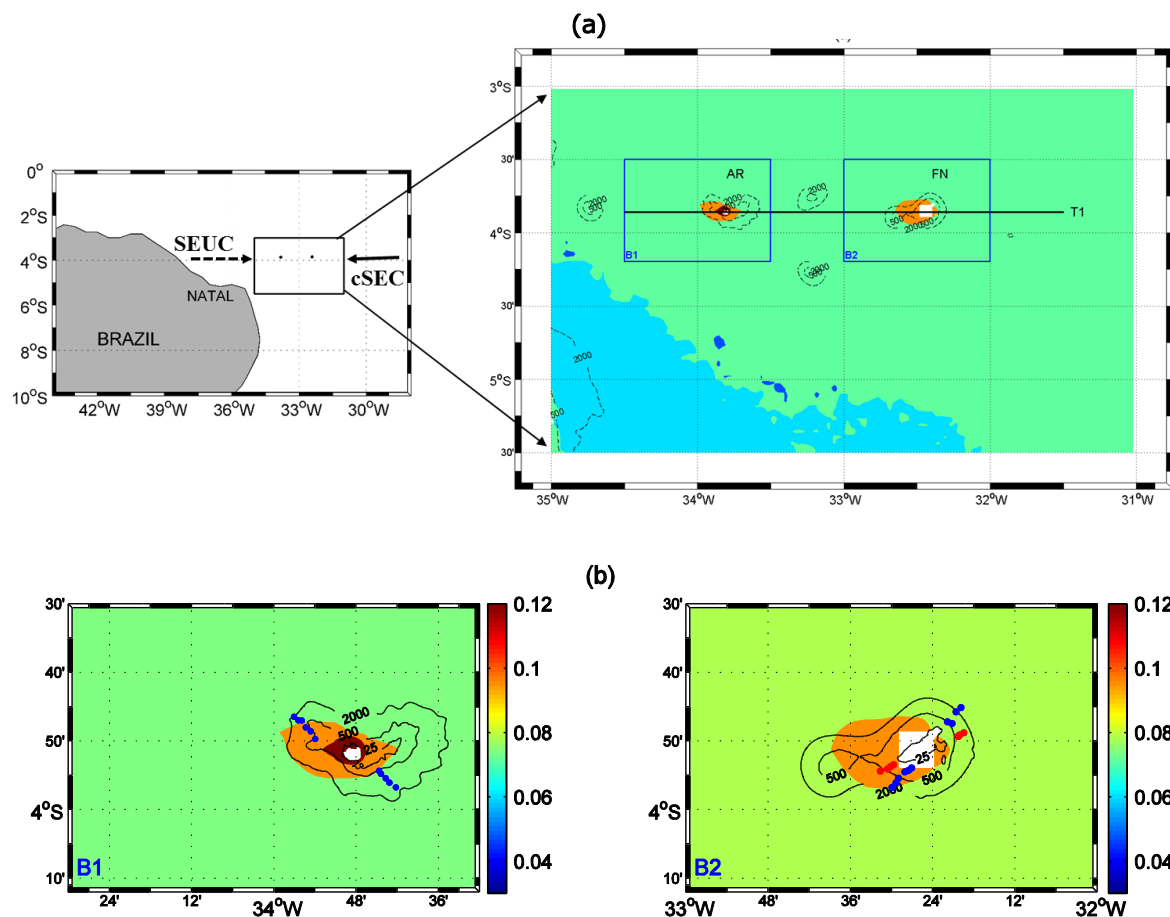


Figura 3.4. Domínio de integração em torno da ilha de Fernando de Noronha (FN) e de Atol das Rocas (AR). O mapa colorido representa a média anual (2003-2014) da clorofila de MODIS. As linhas representam as isóbatas 25m (somente na Fig. 1b), 500m e 2000m. Os pontos coloridos representam as locais de CFI (em azul) e CFIV (em vermelho). As principais correntes na região são a corrente de oeste cSEC (ramo central da Corrente Equatorial Sul) na superfície, a corrente de leste SEUC (Sub-corrente Equatorial Sul). A secção (T1) é mostrada pela linha preta (em 3,8°S entre 34,5°W–32,5°W) que passa sobre as ilhas. A caixa de FN (B2) ao leste e a caixa de AR ao oeste são também representadas em cor azul.

As condições limites horizontais (as quatro fronteiras abertas) foram construídas a partir dos dados de temperatura e a salinidade da base WOA (2013), enquanto a altura dinâmica do mar e os componentes

zonais e meridionais de corrente foram obtidos a partir dos cálculos da geostrofia. O ROMS é inicializado pelo estado do mar do mês de janeiro da climatologia WOA (2013). Nas fronteiras os dados disponíveis para 12 meses são interpolados linearmente a cada passo de tempo do modelo ROMS (240s). As interpolações horizontais e verticais entre as grades de WOA e ROMS foram feitas utilizando as rotinas *make_clim.m* do próprio pacote de ferramentas ROMSTOOLS (Penven et al., 2008).

O modelo foi forçado na superfície pela climatologia mensal da tensão do vento QuikSCAT. Este parâmetro está disponível em CERSAT (www.ifremer.fr/cersat/en/index.htm). O arquivo da forçante é criado interpolando esse vento sobre a grade de ROMS e utilizando a função *make_forcing* contido nas ferramentas de ROMS (Penven et al., 2008). A circulação oceânica é forçada em superfície pelos fluxos de calor, de evaporação e de precipitação derivados de COADS, apresentado no Capítulo 2 (da Silva et al., 1994). Esses dados são igualmente interpolados no arquivo de forçante utilizando a função *make_forcing.m*. O fluxo de calor é introduzido segundo o método de Barnier et al. (1995), permitindo uma retroação linear da temperatura da superfície do modelo sobre o fluxo de calor. Para melhorar a solução numérica, a SST do COADS é substituída pela SST de maior resolução (9,28km) da base *Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) - Pathfinder* no cálculo do fluxo de calor (Casey and Cornillon, 1999).

No modelo acoplado ROMS-PISCES, os limites abertos da região simulada estão conectados, além das variáveis físicas, às climatologias mensais de variáveis biogeoquímicas de WOAPISCES (Capítulo 2). A forçante da superfície para o modelo biogeoquímico também inclui a deposição atmosférica da poeira (Fe).

Para atingir os objetivos deste trabalho, dois diferentes cenários de simulação foram realizados: uma simulação com ilha (cenário I) e uma simulação sem ilha (cenário NI). Exceto pela batimetria, as simulações têm as características idênticas. Na configuração sem ilhas, elas foram removidas e colocadas à profundidade da bacia (~3000m). As simulações

do modelo físico (biogeoquímico) foram integradas por 10 anos (3 anos) de simulação com 2 anos de spin-up e as saídas foram salvas a cada 2 dias numéricos.

3.4.2 Definição da profundidade da camada de mistura (MLD)

Existem vários métodos para calcular a Profundidade da Camada de Mistura (MLD). Nessa área de estudo, sem nenhuma estratificação significativa da salinidade, foi utilizado o critério igualmente empregado em Foltz et al. (2003), Boyer Montégut et al. (2004), Silva et al. (2009) e Cintra et al. (2015), expresso por:

$$MLD = z (SST + \Delta T) \quad (3.5)$$

com $\Delta T = -0.5^\circ\text{C}$ e z a profundidade (m).

3.4.3 Balanço de calor

Para cálculo da variação dos componentes do balanço de calor, os diferentes termos da equação da temperatura foram analisados separadamente, de acordo com a seguinte equação (todos os termos expressos em $^\circ\text{C/s}$, ver Capítulo 4).

$$\underbrace{\frac{\partial T}{\partial t}}_{rate} = \underbrace{\left(-\frac{u\partial T}{\partial x} - \frac{v\partial T}{\partial y} - \frac{w\partial T}{\partial z}\right)}_{adv} + \underbrace{k_h \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}\right)}_{mixH} + \underbrace{k_v \left(\frac{\partial^2 T}{\partial z^2}\right)}_{mixV} + \underbrace{\varphi}_{forc} \quad (3.6)$$

onde T é a temperatura da camada de mistura, t é o tempo, (u, v, w) são as componentes da velocidade respectivamente para as direções x , y e z , k_h e k_v são os coeficientes de difusão respectivos para as direções horizontais e vertical. O *rate* é a taxa de variação local da temperatura, *adv* representa o termo de advecção, *mixH* é o termo de mistura horizontal, *mixV* é o termo de mistura vertical, onde $mix = mixH + mixV$, e o

último termo da equação (*forc*) representa a troca de calor superficial entre o oceano e a atmosfera, utilizado nas simulações.

3.4.3 Pressão parcial do CO₂ (pCO₂)

Para calcular os valores da pressão parcial do CO₂ no mar (pCO_{2mar}) a partir das saídas do modelo ROMS-PISCES, foram utilizados os valores de salinidade da superfície do mar, temperatura da superfície do mar, Alcalinidade Total (TA) e concentração de Carbono Inorgânico Total Dissolvido (DIC). Com estes valores foram empregadas as rotinas CO2SYS do CDIAC (Carbon Dioxide Information Analysis Center, Lewis and Wallace, 1998), conforme metodologia já conhecida na literatura e utilizada com sucesso no Atlântico tropical por Bonou et al. (2016); Bruto et al. (2017); Lefèvre et al. (2010), entre outros. O programa CO2sys encontra-se disponível em: <http://cdiac.ornl.gov/oceans/co2rppt.html> (em versão Matlab e Excel. Neste caso, os cálculos foram feitos considerando-se as constantes de dissociação definidas por Millero et al. (2006) e as constantes KSO₄ de Dickson et al. (1990).

A pCO₂ atmosférica (pCO_{2atm}) foi calculada utilizando-se a metodologia clássica descrita por Noriega et al. (2015), de acordo com

$$pCO_{2atm} = XCO_2 \times (P_{atm} - P_{mar}) \quad (3.7)$$

onde P_{atm} = pressão barométrica, a XCO_2 = fracção molar de CO₂ atmosférica (ppm) (obtidas a partir dos dados regionais da NOAA; <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/dv/site/>), P_{mar} = pressão do vapor da água, a pH_2O , fornecida pela relação de Weiss and Price (1980).

A diferença da pCO₂ mar – atmosfera foi calculada como

$$\Delta pCO_2 = [pCO_{2mar} - pCO_{2atm}]. \quad (3.8)$$

Quando a $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ é maior do que a $p\text{CO}_{2\text{mar}}$, $\Delta p\text{CO}_2$ é negativo e o $\text{CO}_{2\text{atm}}$ é absorvido pela água do mar (Takahashi et al.; 1997; 2009).

O efeito termodinâmico da temperatura dependente sobre a $p\text{CO}_2$ da superfície do mar tem uma relação exponencial de aproximadamente 4,23%/1°C (Takahashi et al., 1993, 2002, 2009). Para eliminar o efeito termodinâmico da SST sobre a $p\text{CO}_2$ do mar, esses foram normalizados a uma temperatura constante, a SST média anual, utilizando a equação seguinte 3.9.

$$p\text{CO}_2 \text{ a } SST_{\text{média}} = (p\text{CO}_2)_{\text{obs}} \times \exp[0.0423(SST_{\text{média}} - SST_{\text{obs}})] \quad (3.9)$$

3.4.2 Características da simulação lagrangeana

O modelo IBM-ICHTHYOP, forçado pelo campo de correntes das saídas de ROMS, foi empregado neste trabalho para simular o transporte de ictioplâncton virtuais de Dentão/*Dog snapper* (*Lutjanus jocu*) na região oceânica de FN e AR. Esse modelo biofísico já foi utilizado com sucesso no Sul do Benguela (Huggett et al., 2003), nas regiões costeiras marroquinas no sistema de Corrente das Canárias (Brochier et al., 2008b), na área em torno do arquipélago de São Pedro e São Paulo (Cintra, 2010), na região costeira Senegalesa-Mauritana (Mbaye et al., 2015), nas áreas marinhas protegidas da plataforma continental do leste do Brasil (D'Agostini et al., 2015) e no Golfo da Guiné (Koné et al., 2016).

Na simulação, as áreas costeiras de FN e AR são definidas pelas zonas que se estendem da costa da ilha até a isóbata 1000m. As informações biológicas (tais como o tamanho do ovo e o período pelágico larval) do *Dog snapper*, utilizadas no modelo, são obtidas dos trabalhos de Allen (1985) e Azevedo (2012). Para cada simulação, 3000 ovos foram liberados a jusante de FN, a zona de desova predefinida. Baseado sobre o período pelágico larval dessas espécies (17 a 47 dias), e considerando

advecção mais fraca nessas regiões protegidas, 14 dias é um bom limite de idade inferior para considerar um indivíduo recrutado na APA Fernando de Noronha – Rocas (Allen, 1985; Azevedo, 2012). Portanto, o sucesso do transporte (*transport success*) é definido como os indivíduos transportados dentro a área protegida no intervalo de tempo de 14 a 47 dias.

A região oceânica de FN e AR é caracterizada por um transporte/fluxo para oeste, o que significa que nenhuma das partículas retornará à área inicial. Como todas as partículas já foram transportadas ou recrutadas após 27 dias (nas simulações), a duração do transporte do modelo foi fixada em 28 dias. Nesse trabalho, os indivíduos são considerados recrutados, se eles estão dentro de uma área marinha protegida de 14 a 28 dias depois da liberação deles. A retenção é definida como o número de partículas que ficam “recrutadas” na área marinha protegida de FN, onde elas foram originalmente liberadas. O sucesso do transporte (ou recrutamento em AR) é definido como o número de indivíduos transportados e recrutados na área marinha protegida de AR. Allen (1985) encontrou que, os indivíduos maiores habitam as águas poucas profundas, o que poderia ser a zona de desova. Com essa informação, a simulação lagrangeana foi realizada para 12 meses de liberação (janeiro - dezembro) para um estudo temporal. Além disso, 2 cenários de simulação foram considerados: transporte passivo e ativo. No primeiro cenário, nós simulamos as partículas passivas e testamos o intervalo da profundidade de liberação (0-30, 30-60, e 60-100m) sobre o transporte. O segundo cenário, transporte ativo, foi configurado para examinar o efeito da *Diel Vertical Migration* (DVM) da larva. A DVM é um comportamento diário observado em muitos organismos aquáticos. Ela consiste em uma natação vertical perto da superfície à noite, alimentando-se em águas superficiais relativamente produtivas e para camadas mais profundas durante o dia, evitando os predadores (Lampert, 1989; Carr et al., 2007). Nós não achamos informações relevantes sobre o dia em que as partículas começam a experimentar os deslocamentos verticais na região

ocidental do Atlântico tropical. No nosso estudo, o dia alvo (*target day*) foi definido como sendo 7, 10, e 13 dias nas simulações do segundo cenário.

Capítulo 4

Recirculação e estruturas de mesoescala induzidas pela interação topografia-correntes

Iniciamos este Capítulo avaliando o desempenho do modelo físico na reprodução da situação oceanográfica observada na região de estudo. Assim, os resultados das simulações realizadas como o modelo ROMS (cenário I, “com ilha”) com os dados de observação de GHRSSST, MODIS, WOA de DRIFTER que foram descritos anteriormente.

A Figura 4.1 mostra a climatologia mensal da SST da área de estudo (35°W-31°W; 5.5°S-3°S) baseada nas saídas do modelo (linha azul), MODIS (linha vermelha), GHRSSST (linha preta tracejada) e WOA (linha verde). Um ciclo sazonal pronunciado é observado, resultante, entre outros, da variabilidade espaço-temporal da ação acoplada vento-superfície de acordo com a migração sazonal da ITCZ (Waliser and Gautier, 1993; Hounsou-Gbo et al., 2015). As observações e os resultados do modelo apresentam um aumento da SST de setembro a abril seguido por um decréscimo de maio a agosto. A estação mais quente ocorre de março a abril, quando é verificada a presença da Piscina Quente de

Sudoeste do Atlântico Tropical (*Southwestern Tropical Atlantic Warm Pool - SAWP*), com valores de SST $>28^{\circ}\text{C}$ (Silva et al., 2009; Hounsou-Gbo et al., 2015; Cintra et al., 2015), e pico de aquecimento ocorrendo em abril. Em contraste, a estação mais fria ocorre entre agosto e novembro (SST $\sim 26,5^{\circ}\text{C}$), com os valores mínimos ocorrendo em setembro. Observamos que as SSTs de GHRSSST exibem geralmente um viés (*bias*) quente de abril a dezembro comparado com as outras climatologias de SST. Os resultados do modelo mostram um viés frio entre abril (maio) e novembro (dezembro) comparado com as observações do satélite GHRSSST (MODIS). Em contrapartida, não foi observado viés significativo entre ROMS e os dados de WOA. Esses comportamentos podem ser explicados pelo fato de que essas diferentes climatologias foram geradas a partir de diferentes séries históricas de dados; a climatologia de WOA contém dados a partir de 1900, enquanto MODIS é baseado num conjunto de 10 anos de dados (2003-2012) e GHRSSST é baseado em apenas 5 anos (2010-2014).

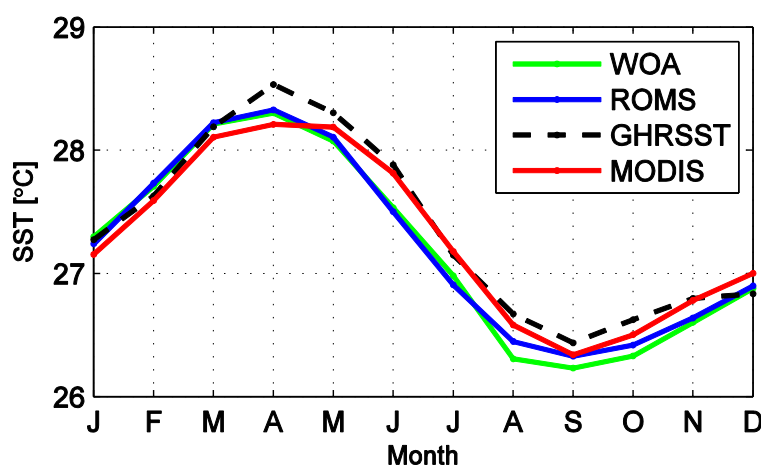


Figura 4.1. Evolução sazonal da SST média no domínio simulado: WOA (linha verde), ROMS (linha azul), MODIS (linha vermelha) e GHRSSST (linha tracejada preta).

Os perfis verticais da temperatura são representados na Fig. 4.2 para 8 diferentes locais. Esses locais correspondem às posições mais

próximas das ilhas onde os dados de WOA são disponíveis. Os perfis simulados e observados são apresentados para a estação mais quente (março-abril-maio, na cor vermelha) e a estação mais fria (agosto-setembro-outubro, na cor azul). O modelo e as observações estão de acordo com o mínimo viés nos perfis da estação quente. As observações e os resultados do modelo confirmam que as camadas superiores do oceano na área de estudo são ocupadas pela TSW quente na camada de superfície e pela CW por baixo (Stramma and Schott, 1999).

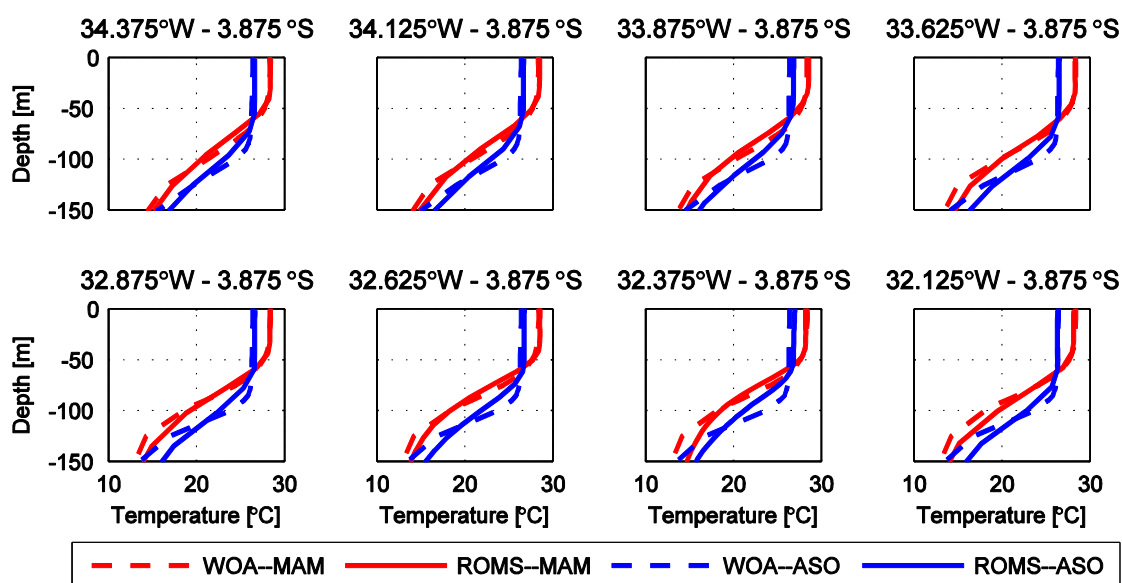


Figura 4.2. Perfis verticais da temperatura [°C] na área de estudo. A linha sólida/tracejada corresponde aos dados do modelo/WOA. Os perfis médios para a estação mais quente (março-abril-maio) são traçados em cor vermelha e os da estação mais fria (agosto-setembro-outubro) são representados em linha azul.

As Figs. 4.3a e b apresentam a comparação entre a média anual das correntes de ROMS e a média anual das correntes da Base DRIFTER, observadas à profundidade de 15 m (nível da *drogue* dos derivadores, Lumpkin and Johnson, 2013). A presença da corrente oeste cSEC é observada em toda região (Molinari, 1982; Lumpkin and Garzoli, 2005). A corrente modelada representa com exatidão a estrutura superficial média da cSEC na região, embora que o ROMS subestime ligeiramente o campo

da corrente em direção da fronteira oeste, onde o fluxo zonal ganha lentamente um componente meridional. Esse enfraquecimento relativo das correntes modeladas no lado ocidental do domínio de integração ocorre porque o talude continental (o que é responsável pela intensificação da corrente de borda oeste) não foi considerado na configuração do modelo.

A evolução sazonal da corrente zonal e seu viés são apresentados na Fig. 4.3c.

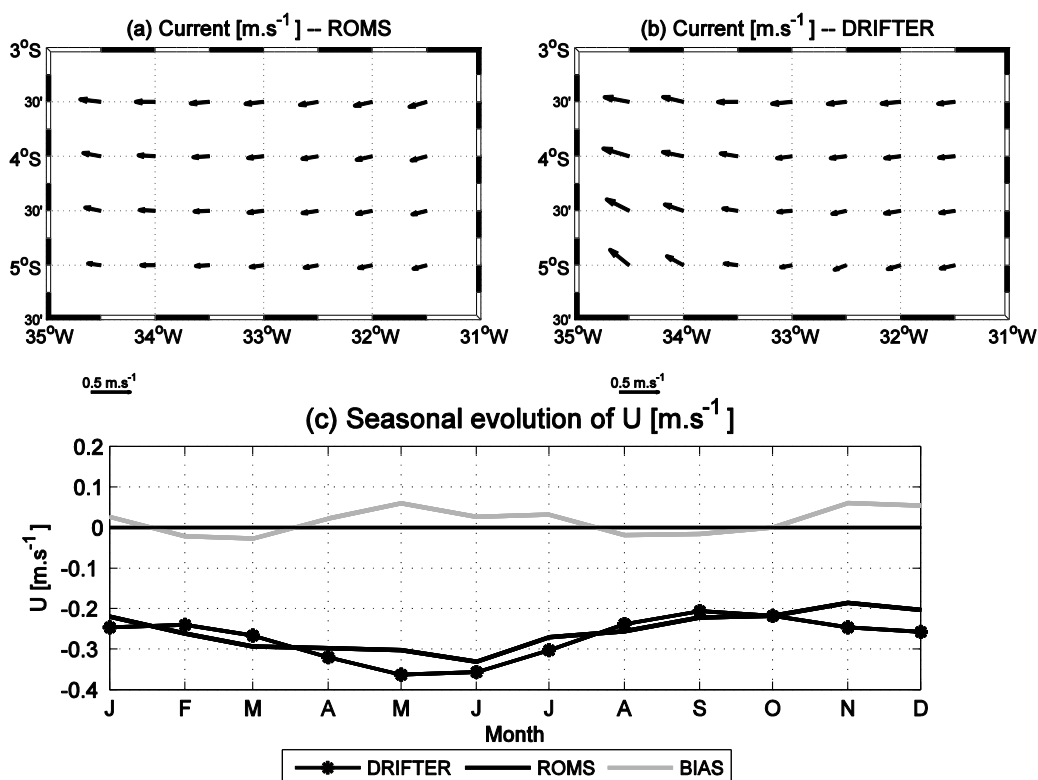


Figura 4.3. Corrente a 15 m de profundidade da: (a) média anual da corrente de ROMS do cenário I, (b) média anual da observação de DRIFTER, (c) evolução sazonal da corrente zonal: ROMS mostrado em linha sólida preta, DRIFTER mostrado pela linha sólida estrela preta e a diferença (ROMS – DRIFTER) mostrado pela linha cinza.

Comparado com as observações, o modelo representa satisfatoriamente a variação anual da corrente. A baixa variabilidade sazonal da corrente zonal é verificada nas simulações, que foi também reportada nas medições por Stramma and Schott (1999). Os resultados do modelo e os dados das observações indicam que as correntes se fortalecem

de março a julho (máx. $\sim 0,35 \text{ ms}^{-1}$) e permanecem fracas durante o resto do ano. Essa principal característica do fluxo cSEC foi amplamente descrita por Molinari (1982). No entanto, a intensificação da corrente observada de abril a junho, não é totalmente reproduzida nas simulações, mas os valores do viés permanecem pequenos o suficiente para o escopo deste estudo.

As análises indicaram que o modelo está em concordância com as propriedades físico-oceanográficas observadas na região. De fato, os resultados numéricos indicam que o modelo é capaz de reproduzir satisfatoriamente o ciclo sazonal da distribuição de temperatura e correntes.

4.1. RECIRCULAÇÃO E ESTRUTURAS DE MESOESCALA

As Figuras 4.4 e 4.5 apresentam os resultados numéricos médios no cenário I e a diferença entre os dois cenários (I “comilha” e NI “semilha”) em março-julho (período de fortalecimento da cSEC - painéis à esquerda) e em agosto-fevereiro (painéis à direita), para FN (Fig. 4.4) e AR (Fig. 4.5) respectivamente. Os mapas instantâneos da vorticidade relativa no cenário I em 15 de junho (painéis à esquerda) e em 15 de setembro (painéis à direita) também são apresentados nessas figuras. A diferença entre os cenários I e NI (i.e., I-NI) nas Figs. 4.4 e 4.5 representam o efeito associado à presença das ilhas, como retratado a partir das simulações numéricas.

Em geral, as ilhas representam um obstáculo para a circulação das correntes e do vento. No entanto, FN e AR são pequenas colinas (uma área de 26 km^2 e a maior elevação de 323m acima do nível médio do mar (MSL) para FN, e uma área de $0,26 \text{ km}^2$ e a maior elevação de 6m acima de MSL para AR). A esteira verificada na região de AR (Fig. 4.5) é menor do que aquela de FN (Fig. 4.4), resultado em boa parte das diferenças de dimensão entre os dois obstáculos.

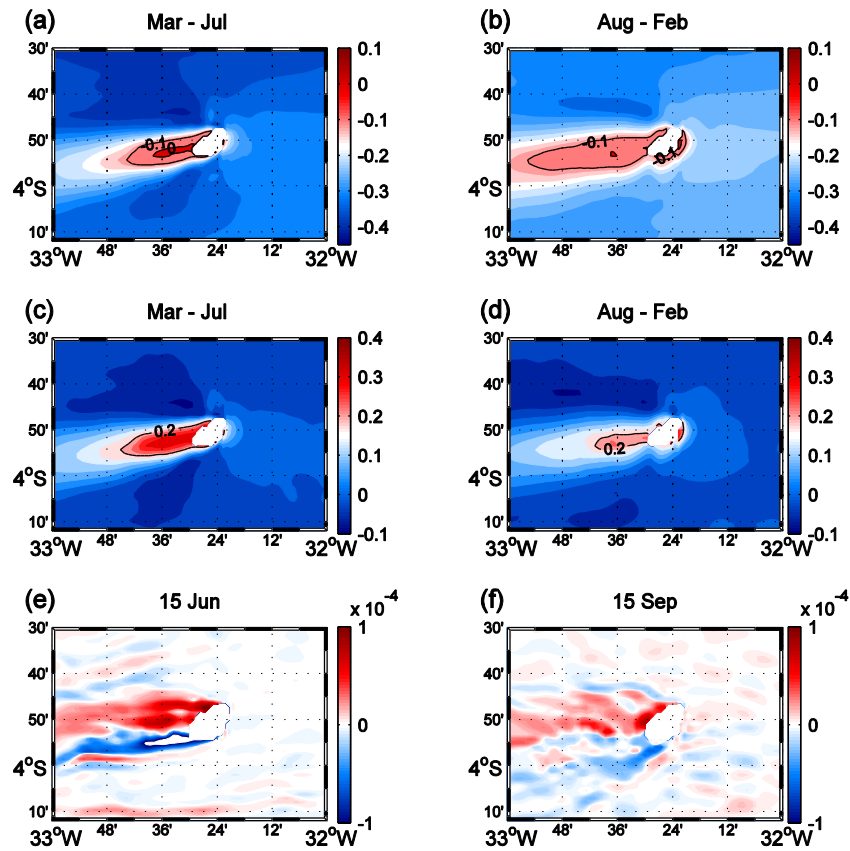


Figura 4.4. Resultados numéricos médios obtidos na superfície para março-julho nos painéis à esquerda (período de fortalecimento da cSEC) e para agosto-fevereiro nos painéis à direita para FN (box B2, 33°W - 32°W; 4.2°S - 3.5°S na Fig. 3.3). (a) e (b) para a corrente zonal [ms^{-1}] no cenário I; (c) e (d) para a diferença (I-NI) em corrente zonal [ms^{-1}]. (e) e (f) são os mapas instantâneos da vorticidade relativa [s^{-1}] na superfície no cenário I para 15 junho (painel à esquerda) e 15 de setembro (painel à direita).

Como anteriormente mencionado, a corrente de oeste cSEC, presente nas águas superiores desta região (~200m), exibe uma baixa variabilidade sazonal com uma intensificação relativa de março a julho. Assim, na nossa análise, dois períodos podem ser considerados: o período de corrente incidente forte (março-julho) e o período de corrente incidente fraca (agosto-fevereiro).

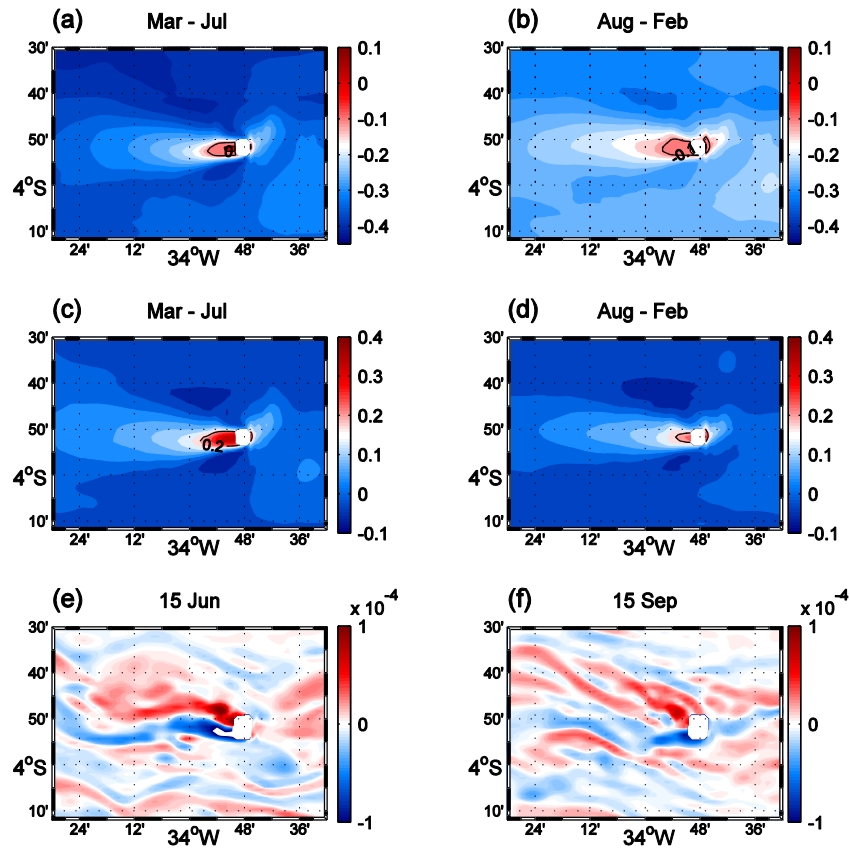


Figura 4.5. Resultados numéricos médios obtidos na superfície para março-julho nos painéis à esquerda (período de fortalecimento da cSEC) e para agosto-fevereiro nos painéis à direita para AR (box B1, 34.5°W - 33.5°W; 4.2°S - 3.5°S na Fig. 3.3). (a) e (b) para a corrente zonal [ms⁻¹] no cenário I; (c) e (d) para a diferença (I-NI) em corrente zonal [ms⁻¹]. (e) e (f) são os mapas instantâneos da vorticidade relativa [s⁻¹] na superfície no cenário I para 15 junho (painel à esquerda) e 15 de setembro (painel à direita).

Em concordância com as diferenças da corrente (Figs. 4.4c, d e Figs. 4.5c, d, e), a corrente média é bastante enfraquecida ($\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$) a jusante de FN e AR para os dois períodos (Figs. 4.4a, b e Figs. 4.5a, b). Essas estruturas também foram reportadas na literatura, como observado por Coutis and Middleton (1999), durante as condições de corrente incidente “fraca” na Ilha de Cato e por Gove et al. (2006) a jusante da Ilha de Jarvis (Pacífico). Utilizando uma modelagem numérica, Karnauskas et al. (2016) também notaram uma redução da cSEC de mais de $0,2 \text{ ms}^{-1}$ a jusante das ilhas Gilbert (Pacífico equatorial central).

Gove et al. (2006) identificaram ainda uma modificação do forte fluxo verificado a montante e um fraco fluxo a jusante da ilha como o “efeito esteira” (*wake effects* ou *von Karman Street*). Além disso, semelhantemente às observações na Ilha de Aoga-Shima (Mar das Filipinas, Hasegawa et al. (2004) e na Ilha de Green (ao largo de Taiwan, Chang et al., 2013), o fluxo é acelerado (aproximadamente) na parte norte e o sul do flanco de jusante das ilhas. Nós atribuímos esse efeito de recirculação à separação do fluxo nos dois lados de cada ilha, devido ao bloqueio da corrente de superfície fluindo para o oeste. Sob as condições de fluxo intenso, essa resposta é mais forte com um fluxo de retorno enfraquecido dirigido contra o fluxo prevalecente.

As Figuras 4.4e, f e 4.5e, f explicitam os turbilhões gerados pelas perturbações das correntes induzidas por FN e AR, respectivamente, representados pela vorticidade relativa ($\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$) para o cenário I. Essa característica não é, obviamente, verificada na configuração NI. Estruturas de mesoescalas semelhantes àquelas que se desenvolvem no lado oeste de FN e AR também são observadas a jusante de diferentes sistemas insulares (Chopra, 1973; Arístegui et al., 1994; Caldeira et al., 2001; Barton et al., 2004). Estas estruturas se caracterizam pela presença de turbilhões ciclônicos na parte norte e por turbilhões anticiclônicos na parte sul de FN e AR, representados pelos valores positivos e negativos da vorticidade relativa, respectivamente. Estas estruturas de mesoescala podem promover a mistura vertical pela interação com a esteira das águas relativamente quentes influenciando a estrutura das camadas misturadas superiores circundantes às ilhas (Arístegui et al., 1994). De fato, Caldeira et al. (2005) mostraram que esses efeitos são associados à presença da ilha e que essas oscilações de corrente do tipo *von Karman Street* podem promover a redução da camada de mistura e o resfriamento das águas subsuperficiais. Conforme veremos mais adiante (Figs. 4.7a, b), os turbilhões presentes na coluna da água a 60m de profundidade têm uma forma alongada, com turbilhões ciclônicos bem definidos de janeiro a

agosto e uma forte vorticidade positiva de março a junho (não mostrada aqui).

Os resultados das simulações foram utilizados para calcular a média anual da Profundidade da Camada de Mistura (MLD) para os diferentes cenários I e NI, bem como sua diferença, em torno de FN e AR (Fig. 4.6). Notamos que valores negativos da diferença em MLD representam uma diminuição da MLD devido às ilhas.

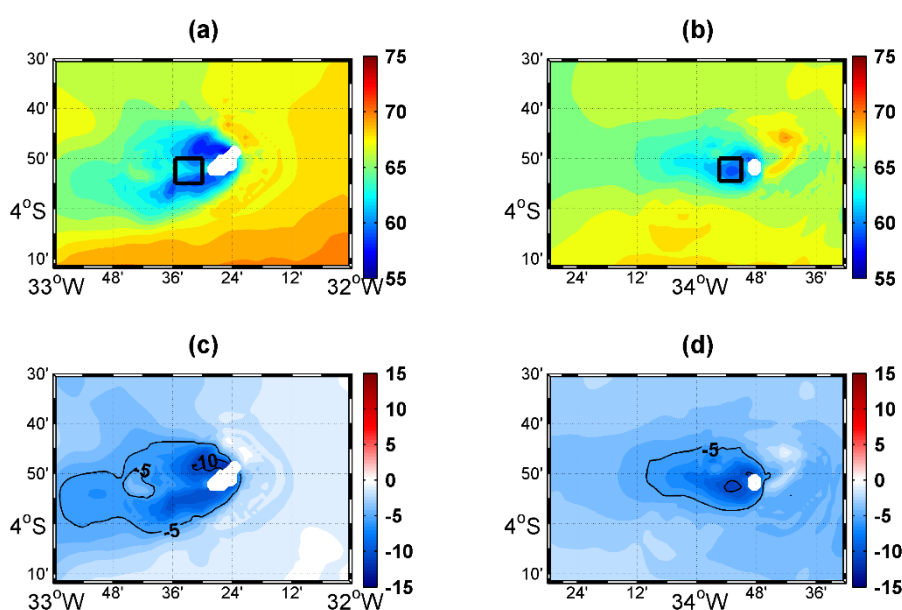


Figura 4.6. Média anual da MLD [m] no cenário I (a e b) e da diferença da MLD entre os cenários I e NI (I-NI; c e d) para FN (esquerda) e AR (direita), respectivamente. As linhas pretas representam os contornos par -5m e -10 m.

A MLD simulada encontra-se entre 55m e 75m, com valores ligeiramente menores (55m-65m) no lado oeste (jusante) das duas ilhas. Geralmente, a camada de mistura é mais fina de março a junho durante a estação quente, quando a termoclina acentuada isola as águas da superfície das massas de águas frias profundas. A climatologia da MLD apresenta uma variabilidade sazonal variando de 40m a 90m (não mostrada). Essa gama de valores (45m-80m, a média de 60m), já foi observado por Travassos et al. (1999). A distribuição espacial da diferença

da MLD entre os cenários I e NI (Figs. 4.6c e d) mostra que a presença das ilhas conduz à diminuição da MLD nas regiões circundantes. A diminuição em MLD é forte ($> 5\text{m}$) no lado oeste de cada ilha abrangendo mais de 40km (30km) downstream de FN (AR).

4.2. RESFRIAMENTO SUBSUPERFICIAL

Seguindo as observações de Travassos et al. (1999), consideramos a profundidade de 60m como a média da MLD na área de estudo. As Figuras 4.7a e b apresentam a vorticidade relativa a 60 m em torno de FN e AR, respectivamente, obtidas a partir das saídas do modelo para o cenário I em 15 de junho, representando assim o período de fortalecimento da cSEC. Em junho, à mesma profundidade, os mapas da temperatura local simulada do cenário I confirmam um resfriamento das águas subsuperficiais, apresentando os efeitos intensificados perto da costa (também em abril e maio, não mostrados). Essa característica verificada é mais expressivamente para FN (Figs. 4.7c e d). A distribuição espacial das diferenças de temperatura nos dois cenários (I-NI), para o mesmo período, indicam que a presença das ilhas induz um resfriamento subsuperficial a jusante das ilhas (Figs. 4.7e e 4.7f).

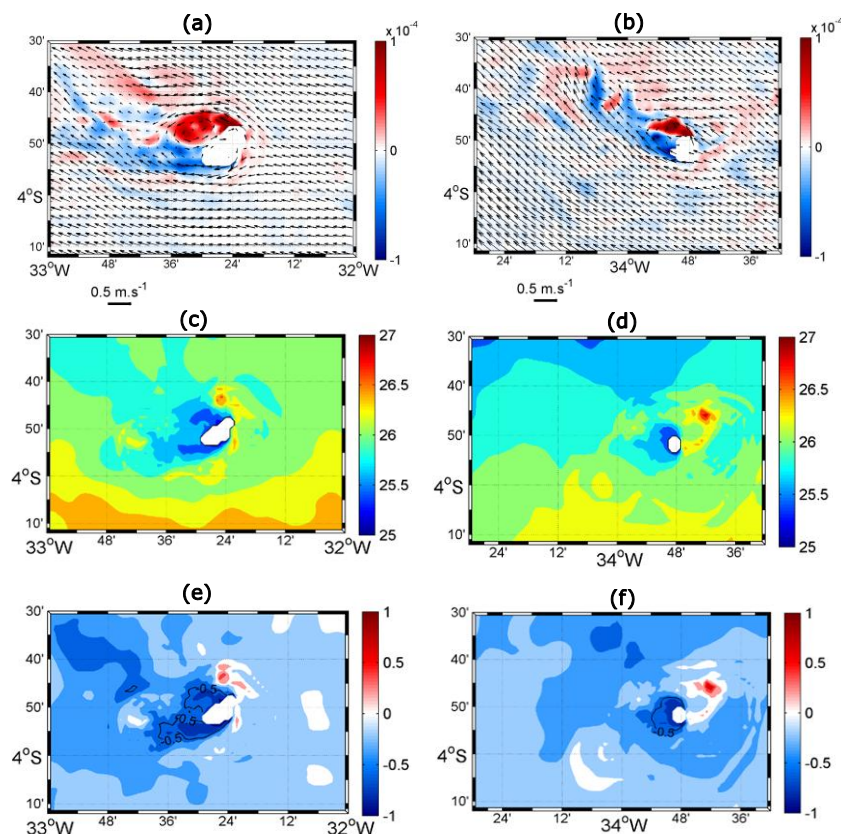


Figura 4.7. Mapas instantâneos da vorticidade relativa [s^{-1}] no cenário I em 15 de junho (a e b) com os vectores das correntes superpostos a 60 m de profundidade. Temperatura [$^{\circ}C$] em junho a 60m de profundidade (c e d) e a diferença (I-NI) da temperatura (e e f) para FN (painéis à esquerda) e AR (painéis à direita), respectivamente. As linhas pretas representam as isotermas por $-5^{\circ}C$.

A Figura 4.8 traz o diagrama de Hövmöller da temperatura (Figs. 4.8a e b) e da corrente (Figs. 4.8c e d) a 60 m de profundidade ao longo do transecto T1 (transecto zonal cruzando FN e AR). O diagrama da temperatura do cenário NI mostra temperaturas maiores que $26^{\circ}C$ ao longo do ano com dois períodos de temperaturas mais baixas em abril-junho e agosto-outubro. No cenário I, o resfriamento da temperatura, como previamente mencionado (ver Fig. 4.7), é claramente visível no lado oeste das duas ilhas de abril a setembro (Fig. 4.8b). Esse resfriamento da temperatura em 60 m de profundidade ocorre downstream das duas ilhas e se estendendo até aproximadamente 20 km e 15 km de distância de FN e AR respectivamente. Os diagramas de Hövmöller das correntes indicam que a presença das ilhas enfraquece o fluxo downstream de FN e AR ao

longo do ano (Fig. 4.8d). Durante os meses de abril a junho, período da intensificação da cSEC, a redução da corrente na parte oeste das ilhas (I) é mais pronunciada. Essa redução do fluxo, igualmente notada nas figuras 4.4 e 4.5, foi também perceptível no oceano Pacífico pela influência downstream das Ilhas Gilbert a partir dos resultados de simulação de Karnauskas et al. (2016).

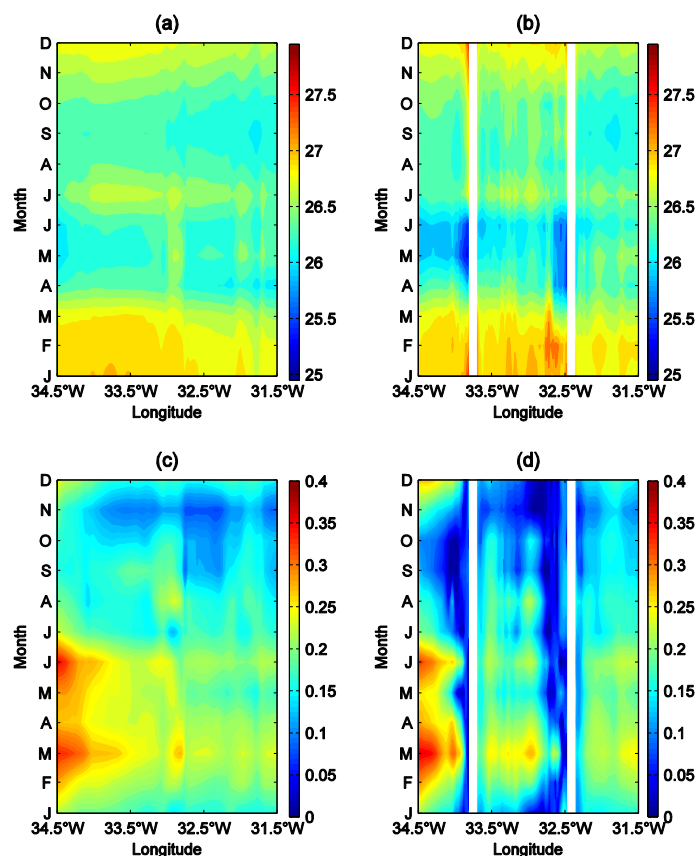


Figura 4.8. Diagramas de Hövmüller da temperatura [°C] (a e b) e da corrente [ms⁻¹] (c e d) a 60m de profundidade para o transecto T1 (transecto zonal cruzando FN e AR; olhar Fig. 3.3) no cenário NI (painéis à esquerda) e no cenário I (painéis à direita), respectivamente. As linhas verticais brancas representam FN e AR.

A Figura 4.9 apresenta a evolução sazonal da temperatura a 60m de profundidade na base da camada de mistura (painéis de topo) e da profundidade da isoterma 20°C (D20) (painéis inferiores), onde D20 representa classicamente a profundidade da termoclina no Atlântico

tropical (Houghton, 1983; Reverdin et al., 1991a), para o cenário I (linhas sólidas) e NI (linhas tracejadas), dentro das regiões/áreas de jusante indicadas nas Figs. 4.6a e b para FN e AR, respectivamente. Em FN, a temperatura mostra uma variabilidade sazonal semelhante nos dois cenários (I e NI) (Fig. 4.9a). De setembro a fevereiro, que corresponde ao período de águas subsuperficiais mais quentes, os valores da temperatura são bastante semelhantes para os dois cenários. No período de março-agosto, uma diferença significativa é observada entre os cenários I e NI, com águas mais frias no cenário I. A diferença entre os dois cenários é bem marcada ($\sim 0,5^{\circ}\text{C}$) em maio-junho. No caso de AR (Figs. 4.9b), as temperaturas dos dois cenários apresentam uma evolução sazonal semelhante a aquelas de FN, i.e., valores semelhantes de setembro a fevereiro e uma diferença marcada de março a agosto. Neste caso, a diferença é bem marcada durante maio ($\sim 0,8^{\circ}\text{C}$), com as temperaturas mais baixas (aproximativamente $25,3^{\circ}\text{C}$) no cenário I. Como a temperatura, a evolução da D20 (Figs 5.9c e d) exibe uma variabilidade semelhante nos dois cenários e para as duas ilhas. A estrutura avaliada apresenta uma termoclina mais rasa (85m-100m) de abril a junho e mais profunda durante o resto do ano. É interessante ainda notar que a D20 é geralmente mais rasa no cenário I do que no cenário NI para FN e AR. Essas observações apoiam a ideia de que a recirculação e o desenvolvimento de estruturas de mesoescala do tipo esteiras induzem o resfriamento das águas de subsuperfície no lado oeste destas ilhas de abril a junho.

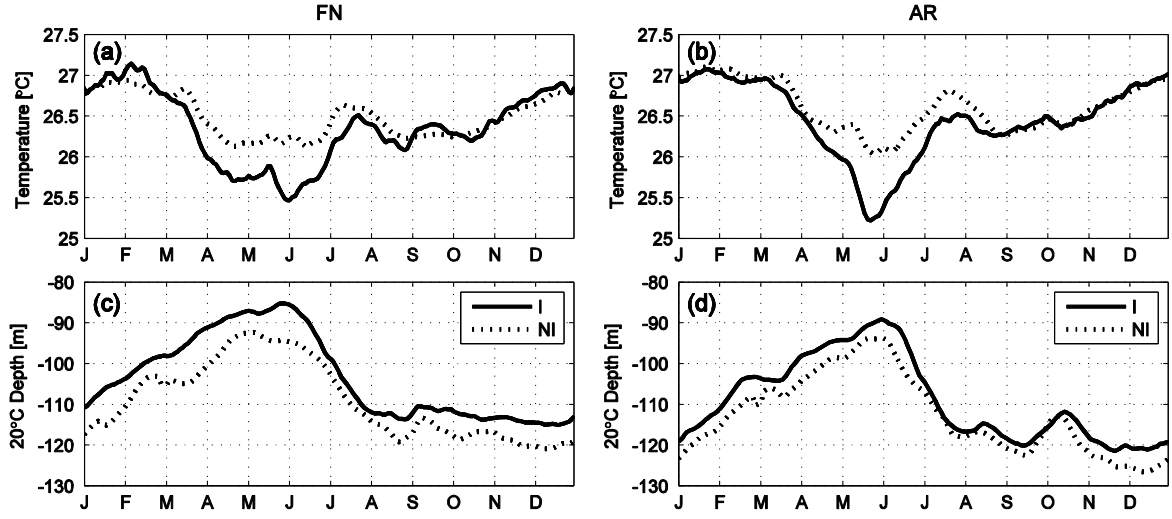


Figura 4.9. Séries temporais da temperatura média a 60 m de profundidade (a e b) e da profundidade da isoterma 20°C (c e d) nas regiões/áreas localizadas a jusante de FN (painéis à esquerda) e de AR (painéis à direita), respectivamente (ver Figs. 4.6a e 4.6b para as localizações das áreas). O cenário NI é representado pela linha tracejada e o cenário I é mostrado pela linha sólida.

4.3. TENDÊNCIA DA TEMPERATURA NA CAMADA DE MISTURA

Nesta seção os termos de balanço de calor médios verificados na camada de mistura são utilizados para determinar quais processos dirigem o resfriamento subsuperficial ocorrendo a jusante de FN e AR. Essa contribuição foi examinada a partir das saídas dos diagnósticos de temperatura do modelo ROMS, seguindo a mesma representação já empregada em trabalhos anteriores (i.e., Jouanno et al., 2011). As Figuras 4.10a, b mostram as diferenças das contribuições dos termos preponderantes à tendência da camada de mistura para FN e AR, respectivamente. Trata-se do termo de mistura, $\underbrace{k_h \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right)}_{mixH} + \underbrace{k_v \left(\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right)}_{mixV}$, $_{mix}$

componente da Eq. (2.2), Capítulo 2.

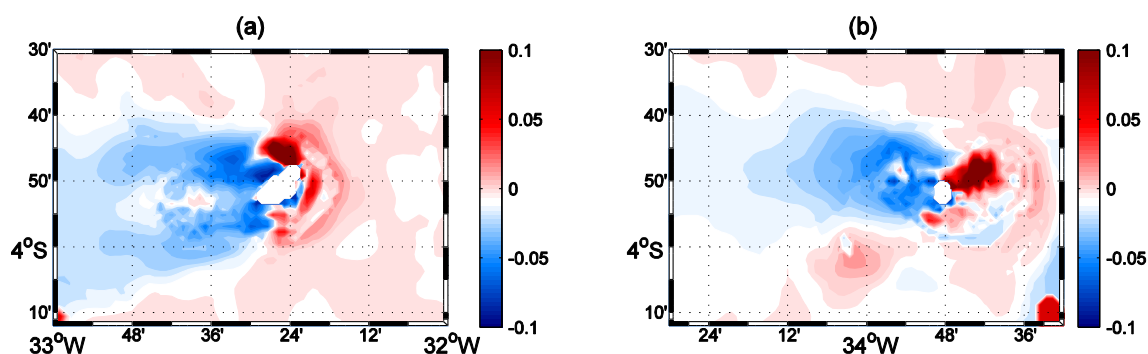


Figura 4.10. Diferença (I-NI) do termo de mistura *mix* (Eq. 2.2), a contribuição mais importante para a tendência da temperatura na camada de mistura [°C/dias] para o resfriamento: (a) FN e (b) AR.

As Figuras 4.4 e 4.5 precedentes indicam que a corrente é consideravelmente enfraquecida a jusante de FN e AR. A cSEC, fluindo para oeste, é interrompida pela presença de FN e AR, gerando recirculação, com formação de esteira de turbilhões a jusante das ilhas. Os resultados aqui apresentados indicam que a turbulência e mistura resultantes induzem um resfriamento de cerca de 0.05°/dia em uma extensa área ao longo de uma distância de cerca de 20km a oeste dessas ilhas. Esse mesmo mecanismo já foi verificado no sul da California Bight (Caldeira and Marchesiello, 2002; Caldeira et al., 2005). Esse processo atua para resfriar as águas subsuperficiais downstream de FN e AR, como comentado anteriormente, e é destacado pela alta produtividade downstream dessas ilhas e algumas evidências observacionais. Estudos anteriores de Souza et al. (2013) e Jales et al. (2015) apoiam os nossos resultados. Por exemplo, os dados *in-situ* da temperatura obtidos nos cruzeiros oceanográficos Camadas Finas, representados na Fig. 4.11 confirmam as alterações verificadas entre as distribuições verticais de temperatura observadas a montante e a jusante das ilhas. Esses processos são também destacados nas seções verticais dos dados *in-situ* da clorofila-*a* obtidos nas campanhas oceanográficas Camadas Finas, que apresentam maiores concentrações da clorofila, que chegam praticamente perto da superfície, nas seções oeste de cada ilha (Fig. 4.12).

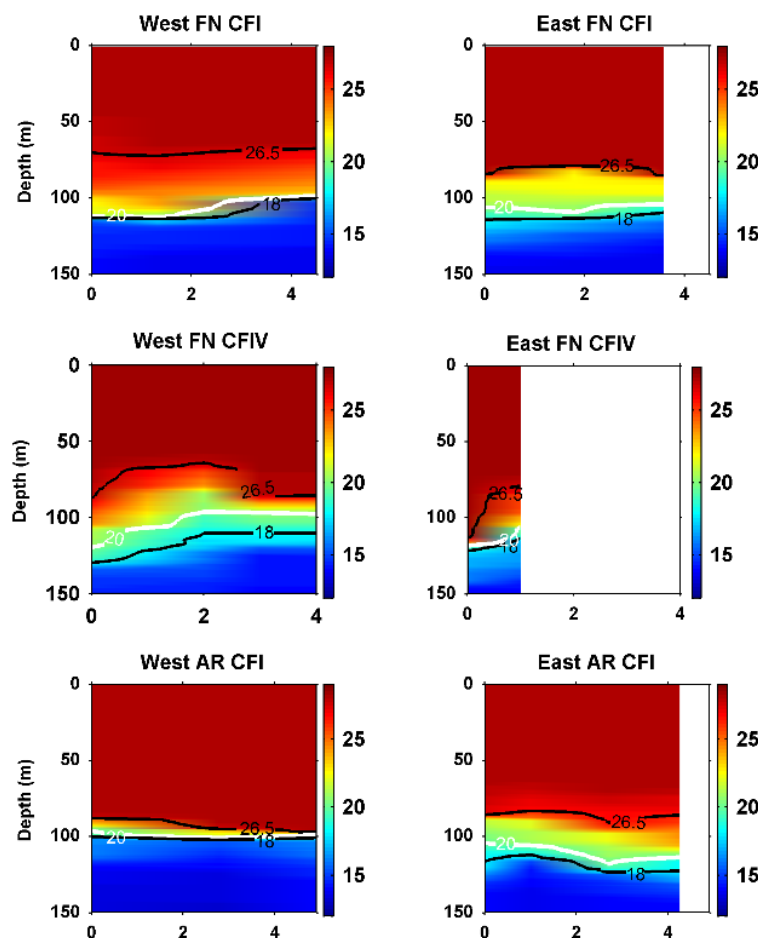


Figura 4.11. Seções verticais da temperatura no lado oeste (painéis à direita) e no lado leste (painéis à esquerda) para FN (painéis superiores) e AR (painel de baixo) a partir dos dados de CFI e CFIV. As isothermas 18°C e 26,5°C estão em linhas pretas e a isoterma 20°C com linha branca.

De fato, a MLD é mais rasa no lado oeste (~55m) do que no lado leste (~65m), com a ocorrência de um resfriamento de subsuperfície, conforme evidenciado pela profundidade da isoterma 18°C e a termoclina (D20), sistematicamente mais rasas no lado oeste de cada ilha (Fig. 4.11). As diferenças da D20 são de cerca de 10 m entre as seções leste e oeste e esses valores são da mesma ordem de grandeza que os resultados do modelo entre o cenário I e o cenário NI (Figs. 4.9c e d).

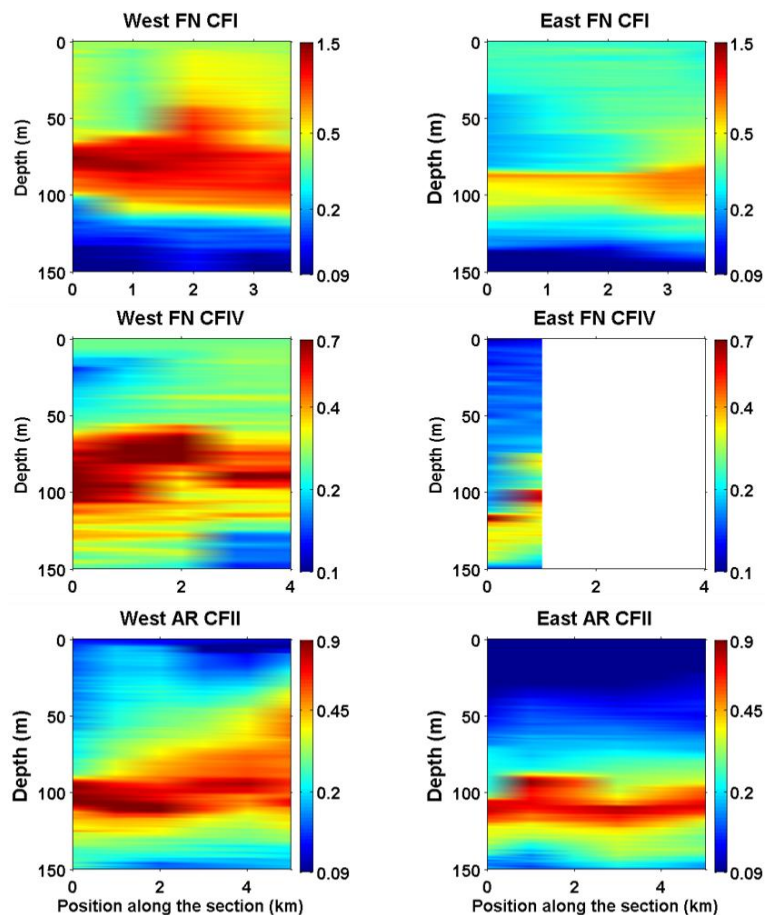


Figura 4.12. Seções verticais da clorofila-*a* no lado oeste (painéis à direita) e no lado leste (painéis à esquerda) para FN (painéis superiores) e AR (painel de baixo) a partir dos dados de CFII e CFIV.

Da mesma forma que nos resultados numéricos, os dados observacionais da Fig. 4.11 indicam ainda que esse resfriamento não atinge a superfície do oceano (De acordo com estudos anteriores (Ekau et al., 1999; Neumann-Leitão et al., 1999; Travassos et al., 1999; Becker, 2001; Souza et al., 2013; Jales et al., 2015).

Capítulo 5

Acoplamento física-biogeoquímica

Neste capítulo, nós utilizamos os principais resultados do modelo acoplado físico-biogeoquímico para entender a interação entre os processos físicos e os processos/variáveis de estado biogeoquímicas, ou seja, para avaliar o impacto do efeito ilha (*Island Mass Effect*) em FN e AR sobre a produtividade e nos parâmetros do CO₂ nas águas circundantes.

5.1. NUTRIENTES E CLOROFILA-*a*

A Figura 5.1 apresenta a distribuição longitudinal de concentração superficial de clorofila-*a* ao longo da seção estendida do transecto T1 que passa sobre as ilhas (Fig. 3.4), obtida a partir da base de dados MODIS-Aqua. As linhas verticais indicam a posição dos sistemas FN e AR. Através desta figura é possível verificar que, para os dois sistemas insulares, existe um acréscimo significativo de concentração de clorofila-*a* a jusante, fornecendo assim uma indicação real do efeito ilha sobre a produção primária. Embora esse teor da clorofila seja relativamente elevado ($\sim 0.1 \text{ mg m}^{-3}$) a jusante de FN e AR, a ordem de grandeza dele fica inferior que o encontrado nas outras regiões produtivas por exemplo na região norte da EEZ do Brasil na pluma do rio Amazonas ($\sim 1 \text{ mg m}^{-3}$) (Araújo et al).

As Figuras 5.2a, 5.2b trazem a comparação entre as evoluções sazonais da concentração superficial de clorofila-*a* (modelo x MODIS e SeaWifs) e de nitrato (modelo x WOAPISCES) para a região estudada (Fig. 3.4). Os resultados das simulações se mostram semelhantes às observações, tanto no que se refere à evolução sazonal quanto às intensidades de concentração. Verifica-se apenas uma tendência do modelo em subestimar (sobrestimar) o teor da clorofila-*a* em março (novembro).

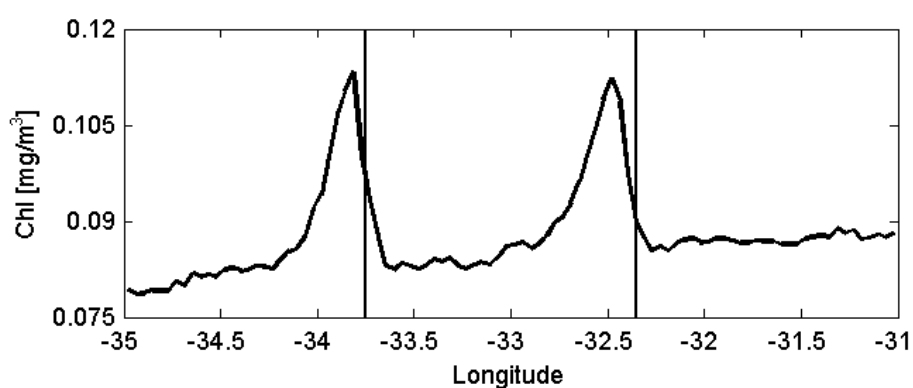


Figura 5.1. Distribuição longitudinal de concentração superficial de clorofila-*a* [mg m^{-3}] ao longo da seção estendida do transecto T1 que passa sobre as ilhas (na faixa de $\pm 4\text{ km}$, Fig. 3.4), obtida a partir da base de dados MODIS-Aqua. As linhas verticais indicam a posição dos sistemas FN e AR.

As discrepâncias verificadas entre o modelo e as observações podem ser causadas, entre outros fatores, pela baixa resolução dos dados utilizados para “forçar” o modelo (1°). Podemos perceber que o teor da clorofila-*a* muda pouco dentro da região de estudo $\sim 0.1\text{ mg.m}^{-3}$. Os mesmos padrões de teor da clorofila também foram observados nos estudos feitos por Feitosa and Passavante (2004) no Atol das Rocas, além de outros sistemas insulares (i.e., Misic et al., 2012, no monte submarino no mar de Tyrrhenian; Souza et al., 2013, em torno de montes submarinos e ilhas do sudeste do Atlântico tropical). Em concordância com Araújo et al, o nordeste da EEZ do Brasil, incluindo a

nossa área de estudo, é oligotrófica apresentando pouca atividade biológica.

Por outro lado, o modelo reproduz o ciclo sazonal do nitrato superficial que apresenta os maiores valores ($> 1 \text{ mmol.m}^{-3}$) de março a julho (Fig. 5.2b). Essa figura indica valores muito reduzidos de concentrações superficiais de nitrato de dezembro a março.

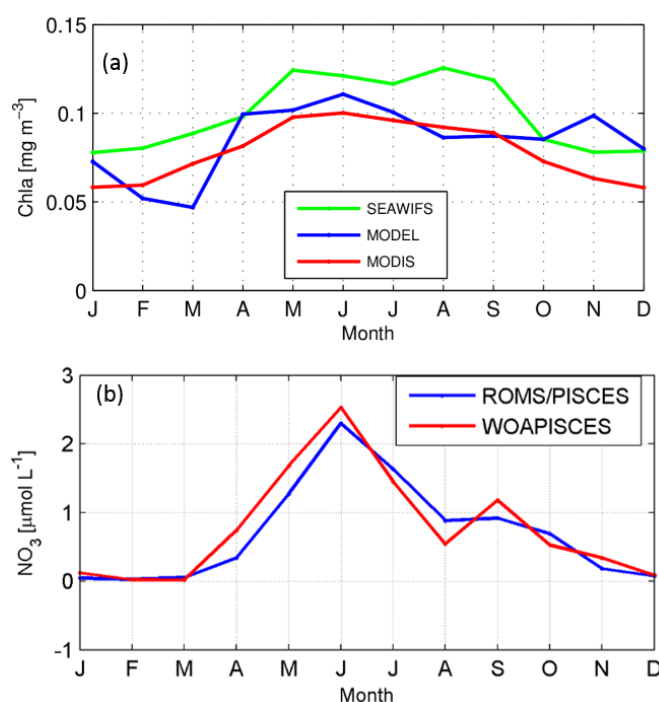


Figura 5.2. Comparação entre as evoluções sazonais das concentrações superficiais observadas e resultantes das simulações: (a) da clorofila-a [mg m^{-3}]; e (b) do nitrato [$\mu\text{mol L}^{-1}$] dentro da área de estudo de FN e AR.

Esses valores do nitrato são, em média, maiores que os da campanha realizada na área do Nordeste da EEZ do Brasil (dados dos Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva REVIZEE) em julho-setembro 1995 nas águas circundantes de FN e AR por Araújo et al. ($\sim 0.5 \mu\text{mol L}^{-1}$). Essa diferença poderia ser explicada pelo facto que os dados do modelo são médios climatológicos.

Os diagramas de Hövmöller de concentração da clorofila-a, nitrato e ferro, obtidas através das simulações ROMS-PISCES, ao longo do transecto T1 atravessando as ilhas FN e AR (Fig. 3.4), para a profundidade de 60m de profundidade, são apresentados nas Figs. 5.3a, b e c.

Figura 5.3. Diagramas de Hövmöller da clorofila-*a* [mg m^{-3}] (a e b), do nitrato [$\mu\text{mol L}^{-1}$] (c e d) do ferro [nmol L^{-1}] (e e f) e do fosfato [$\mu\text{mol L}^{-1}$] (g e h) a 60 m de profundidade (base da camada de mistura) para a seção $34^{\circ}1.5'W$ - $31^{\circ}1.5'W$ (transecto zonal cruzando FN e AR) no cenário NI (painéis à esquerda) e no cenário I (painéis à direita), respectivamente. Linhas verticais brancas representam FN e AR.

Estas figuras foram construídas para os dois cenários-base de simulação: cenário sem ilha (NI, painéis à esquerda) e com ilha (I, painel à direita). As concentrações da clorofila-*a* e dos nutrientes (NO_3 , PO_4 , Fe) do modelo mostraram uma diferença entre os cenários I e NI (teste t; $p < 0.01$; $\alpha = 0.05$ para esses variáveis). Esses resultados confirmam a existência de uma diferença significativa entre as distribuições de concentração destas variáveis ao longo desse transecto para os dois cenários simulados. O diagrama do cenário NI mostra baixos teores de clorofila-*a* (Fig. 5.3a) ao longo do transecto e do tempo enquanto, as figuras do cenário I (Fig. 5.3b) apresentam valores relativamente elevados da concentração da clorofila-*a* a jusante das duas ilhas (indicadas pelos traços verticais brancos nos diagramas). Estes valores de clorofila-*a* são mais elevados em maio. No diagrama de concentração do nitrato (Figs. 5.3c e d), os dois cenários apresentam quase a mesma sazonalidade com maior concentração no cenário I de abril a junho (Fig. 5.3d) a jusante das ilhas, sobretudo em FN, que são os meses em que ocorre o resfriamento na base da camada de mistura por mistura vertical. Os dados da campanha REVIZEE apresentaram uma concentração superficial com grande variação espacial no nitrato ($0.50 \pm 0.4 \mu\text{mol L}^{-1}$; 0.001 - $3.10 \mu\text{mol L}^{-1}$) e no fosfato ($0.13 \pm 0.13 \mu\text{mol L}^{-1}$; 0.001 - $0.52 \mu\text{mol L}^{-1}$) no nordeste da EEZ do Brasil com valores cerca de $2.0 \mu\text{mol L}^{-1}$ e $0.20 \mu\text{mol L}^{-1}$ respectivamente na área circundante dos sistemas insulares FN e AR (Araújo et al). A razão de Redfield ($\text{NO}_3:\text{PO}_4$) foi menor que 16:1, indicando que o nitrogênio (N) é o fator limitante nesta área. Esses resultados são consistentes com os reportados por Hansell and Follows (2008) no Atlântico tropical. O cenário NI (Fig. 5.3e) mostra que existiria uma fraca concentração de ferro nas águas circundantes (a 60m de profundidade) sem a presença das ilhas. Em

presença das ilhas, i.e., no cenário I (Fig. 5.3f), verifica-se um teor importante de ferro a jusante das ilhas, que é mais significativo nos meses de março a junho, correspondentes ao período intensificação da cSEC e de maior mistura vertical na base da camada de mistura. Estes resultados mostram que os padrões de circulação são tais que os maiores teores em clorofila-*a* se mantêm na região de recirculação, onde os “reservatórios” de nutrientes podem ser estabelecidos e mantidos pela ação de turbilhões e estruturas de mesoescala.

5.2. PARÂMETROS DO SISTEMA CARBONATO

O objetivo desta seção é investigar a evolução dos parâmetros do sistema carbonato, com foco na pressão parcial do CO_2 na água superficial do mar, (pCO_2), em presença das ilhas de FN e AR. Para isto utilizamos mais uma vez as saídas do modelo biogeoquímico para os cenários com ilha (I) e sem ilha (NI), bem como dados observacionais disponíveis. Pretende-se aqui analisar o impacto do efeito ilha no sistema carbonato e nas trocas oceano-atmosfera de dióxido de carbono.

Inicialmente, com o objetivo de verificar a aptidão dos valores de pCO_2 do mar, que foram calculados a partir dos resultados das simulações ROMS-PISCES (ver Capítulo 3 para a metodologia de cálculo), nós utilizamos como referência as observações da base de dados *Surface Ocean Carbon Atlas* - SOCAT, versão 3 (Bakker et al., 2016). Entretanto, é importante destacar que existem poucas medições (489 pontos) na nossa área de estudo, principalmente próximo a FN (Fig. 5.4).

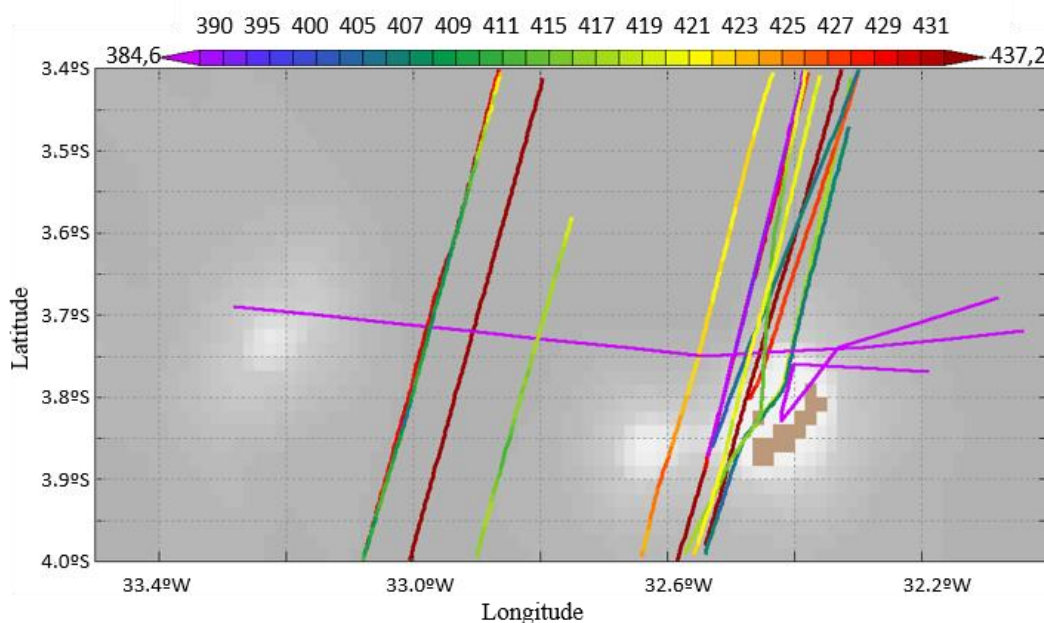


Figura 5.4. Transecto com as trajetórias de medições in situ e valores de $p\text{CO}_2$ nas proximidades de FN (SOCAT, <http://ferret.pmel.noaa.gov/socat/las/>).

A média espacial mensal dos valores de $p\text{CO}_2$ calculados do cenário I são então comparados com as observações de $p\text{CO}_2$ da base SOCAT na área de jusante relativa à caixa de FN, onde se verifica a influência do efeito da ilha de FN (Fig. 4.6a). A Figura 5.5 apresenta uma comparação entre as séries temporais de valor médio mensal de $p\text{CO}_2$ obtidas a partir dos resultados das simulações e observadas na base SOCAT, assim como a sua diferença (modelo - SOCAT). Em geral, verifica-se que o modelo sobrestima o $p\text{CO}_2$, apresentando viés geral de cerca de 10% com relação aos valores observados; menores valores do viés são encontrados em inverno ($\sim 20\mu\text{atm}$). Estas discrepâncias podem estar associadas à combinação entre escassez de dados *in situ* na região de comparação e às limitações ligadas à simulação climatológica.

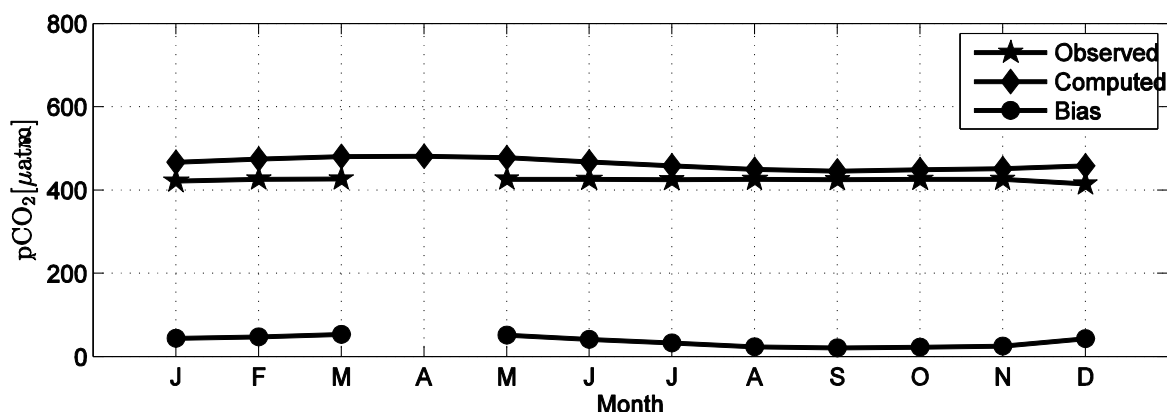


Figura 5.5. Séries temporais de média mensal do pCO_2 na área de jusante de FN, onde são verificados os efeitos de presença da ilha. O diamante, o asterisco e o círculo representam as médias mensais das observações SOCAT, das médias calculadas a partir dos resultados das simulações e a diferença (modelo - SOCAT), respectivamente.

As comparações entre os valores de TA, DIC e a pCO_2 nas respectivas áreas de jusante (caixas) de FN e AR, resultantes das simulações das situações em presença das ilhas (cenário I) e sem as mesmas (cenário NI), são representadas na Fig. 5.6. Nota-se que, embora haja uma diferença entre valores desses parâmetros, nos dois cenários das duas ilhas, estes se mantêm na mesma ordem de grandeza dos valores observados e disponibilizados na literatura na região da cSEC (Bonou et al., 2016).

A TA tem praticamente os mesmos valores, tanto no cenário I quanto no cenário NI, nas caixas de FN e AR (Figs. 5.6a e 5.6b, respectivamente). Isso sugere que as presenças de FN ou de AR não exercem praticamente influência nos teores médios de Alcalinidade Total. Os teores da TA calculados nesse estudo são similares os que foram encontrados na região da SEC do Atlântico tropical oeste e do nordeste da EEZ do Brasil por Bonou et al., (2016) ($2389 \pm 50 \mu\text{mol kg}^{-1}$ no inverno e $2406 \pm 32 \mu\text{mol kg}^{-1}$ no verão) e Araújo et al (2316-2437 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) respectivamente.

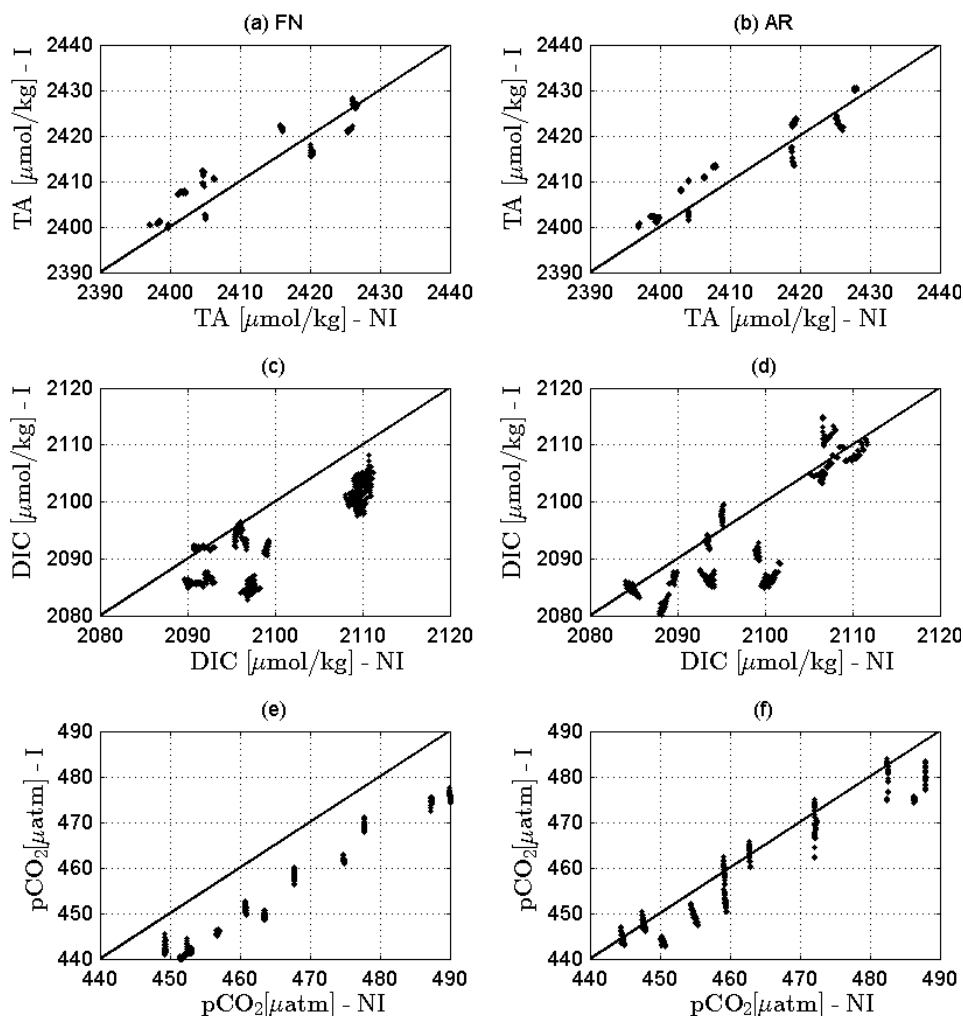


Figura 5.6. TA (a e b), DIC (c e d) e pCO₂ (e e f) normalizados do cenário I (eixos y) em função de TA, DIC e pCO₂ (normalizados) para o cenário NI (eixos x) na caixa de jusante de FN (painéis à direita), e na caixa de jusante de AR (painéis à esquerda), respectivamente (ver Figs. 4.6a e b para localização das áreas/caixas).

Por outro lado, uma situação adversa é verificada ao analisarmos as concentrações de carbono inorgânico dissolvido. O DIC apresenta uma diferença entre os dois cenários, com uma diminuição nas concentrações no cenário I em FN e AR (Figs. 5.6c e 5.6d, respectivamente), indicando que a presença das ilhas induz uma redução dos teores do DIC nas regiões de jusante. Esses teores dos dois cenários I e NI, superiores a 2080 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, são maiores que os valores do DIC encontrados no nordeste da EEZ do Brasil (1,999-2,069 $\mu\text{mol kg}^{-1}$; Araújo et al.). A distribuição da pCO₂ em águas superficiais do Atlântico tropical foi reportada por vários autores (por exemplo: Andrié et al., 1986; Oudot et al., 1987; Oudot et al.,

1995; Terner et al., 2000; Takahashi et al., 2002, 2009; Kortzinger, 2003; Cooley and Yager, 2006; Cooley et al., 2007; Cai et al., 2010; Lefèvre et al., 2010; Ibáñez et al., 2015). As mudanças sazonais na $p\text{CO}_2$ da superfície do mar são causadas principalmente por variações na temperatura e atividades biológicas na superfície do mar, e muitas vezes ambos os efeitos tendem a se contrapor (resistir) a um ao outro (Heinze et al., 2015). De acordo com Araújo et al., as variações sazonais no $p\text{CO}_2$ registradas no nordeste da EEZ do Brasil são principalmente explicadas pelo efeito termodinâmico da SST. A fim de remover a contribuição relativa das mudanças da temperatura sobre o $p\text{CO}_2$ nas caixas a jusante de FN e AR, a $p\text{CO}_2$ do mar foi normalizada para a SST média da área, aplicando o coeficiente termodinâmico de Takahashi et al., (1993, 2002) (ver Equação 3.9). Os resultados são apresentados nas figuras 5.6e e 5.6f. Assim, como ocorre com o DIC, a $p\text{CO}_2$ é igualmente influenciada pela presença de FN e AR, com valores de $p\text{CO}_2$ (em geral) inferiores na presença das ilhas do que na ausência artificial destas. Essa diminuição de CO_2 na superfície do mar pode estar ligada ao incremento dos processos de fotossíntese (verificados pelo aumento da concentração da clorofila-*a*) a jusante das ilhas FN e AR, em primeira instância resultantes das interações das correntes com a topografia das mesmas. As concentrações de $p\text{CO}_2$ são superestimadas nos dois cenários I e NI do modelo ($\sim 440\text{-}480 \mu\text{atm}$ e $450\text{-}490 \mu\text{atm}$ para FN, e $\sim 445\text{-}485 \mu\text{atm}$ e $445\text{-}487 \mu\text{atm}$ para AR, respectivamente) quando são comparadas com os valores da bibliografia ($\sim 350\text{-}392 \mu\text{atm}$ no nordeste do EEZ do Brasil, Araújo et al.). A estimativa da $p\text{CO}_{2\text{mar}}$ pelo software CO2SYS seria influenciada pelos altos teores do DIC gerados pelo modelo biogeoquímico, como observado na figura 5.6.

Por fim, para estimar o papel dessas ilhas na troca oceano-atmosfera CO_2 , os valores de $p\text{CO}_2$ da superfície do oceano ($p\text{CO}_{2\text{mar}}$) são comparados com os valores de $p\text{CO}_2$ da atmosfera ($p\text{CO}_{2\text{atm}}$) (ver Capítulo 3 para os métodos de cálculos de $p\text{CO}_{2\text{mar}}$ e $p\text{CO}_{2\text{atm}}$).

Tabela 5.1. Valores médios de $\Delta p\text{CO}_2$ (μatm) em FN em AR para as configurações com ilhas (cenário I) e sem ilhas (cenário NI). Os valores positivos indicam que o oceano é uma fonte de carbono.

$\Delta p\text{CO}_2(\text{mar} - \text{atm})$		
Cenário \ Ilha	FN	AR
NI	84	90
I	72	76

Os valores médios de $\Delta p\text{CO}_2$ são apresentados na Tab. 5.1, mais uma vez para os cenários I e NI e para FN e AR. Os resultados indicam que as áreas marinhas situadas a jusante das ilhas são fonte de CO_2 para a atmosfera (valores positivos de $\Delta p\text{CO}_2$), situação verificada em presença e na ausência de FN e AR. Contudo, os valores de $\Delta p\text{CO}_2$ são menores em presença das ilhas de FN (84 μatm e 72 μatm para cenário NI e I respectivamente) e AR (90 μatm e 76 μatm para cenário NI e I respectivamente). Esses resultados sugerem que as anomalias de circulação induzidas pela presença das ilhas de FN e AR, através dos fenômenos fotossintéticos, foram suficientes para diminuir os fluxos do CO_2 do mar para a atmosfera. Isso mostra mais uma vez que a presença das ilhas de FN e AR têm influência também nas trocas oceano-atmosfera de CO_2 observadas à jusante destes sistemas. A maioria dos estudos relataram o oceano Atlântico tropical, incluindo a nossa área de estudo, como uma fonte de CO_2 para a atmosfera em escalas regionais (Oudot et al., 1995; Takahashi et al., 2002; Araújo et al.). Os valores do $\Delta p\text{CO}_2$ calculados aqui são maiores que os resultados achados na literatura (Takahashi et al., 2009). Isso pode ser explicado pelo fato que a $p\text{CO}_2$ do mar foi também superestimada nos cálculos.

Capítulo 6

Conectividade físico-biogeoquímica e transporte de ictioplâncton

Neste Capítulo são apresentados os resultados da aplicação do modelo IBM-ICHTHYOP para análise da conectividade entre as ilhas de FN e AR, através da retenção e do transporte de ictioplâncton. Nosso objetivo aqui é investigar a influência das condições hidrodinâmicas sobre o transporte das larvas do Dentão (*Dog snapper*, *Lutjanus jocu*) na área oceânica adjacentes aos dois sistemas insulares. As partículas, liberadas inicialmente em FN, foi examinado se houve um recrutamento larval potencial em AR e também quais seriam as condições para o sucesso deste transporte, permitindo assim explorar a conectividade larval entre as duas ilhas.

6.1. PADRÕES DE RETENÇÃO E DE SUCESSO DO TRANSPORTE

Os resultados do modelo lagrangeano IBM-ICHTHYOP mostram inicialmente uma retenção das partículas na área marinha protegida de FN ao longo do ano. Em média, essa retenção foi máxima para os indivíduos liberados de fevereiro a julho e mínima de agosto a janeiro,

conforme indicado na Fig. 6.1a. Globalmente, o máximo da retenção das partículas coincide com o período de fortalecimento da corrente zonal na área de estudo. Aqui, a corrente zonal negativa (resultado da modelagem ROMS) flui para leste. Isto é, quando a esteira da corrente à jusante de FN é mais definida. Conforme vimos anteriormente, essa esteira é caracterizada pelo enfraquecimento do fluxo à jusante da ilha, com o surgimento de estruturas turbilhonares de mesoescalas (Tchamabi et al., 2017).

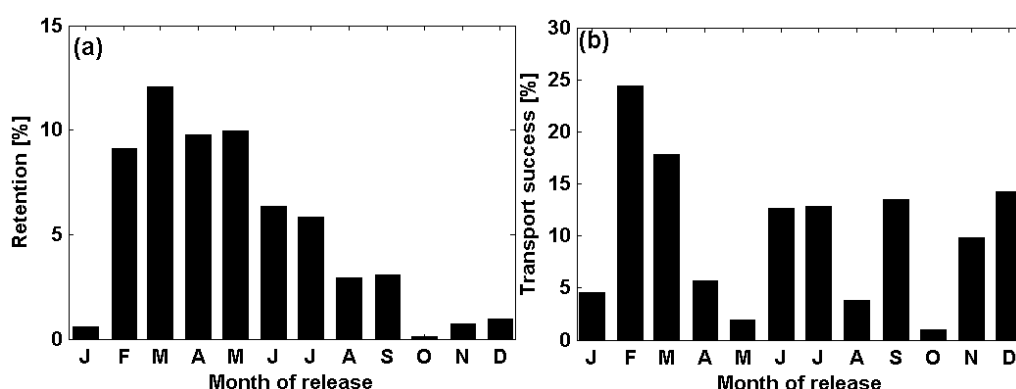


Figura 6.1. Variação sazonal: (a) da retenção (em FN); e (b) do recrutamento (em AR).

A Figura 6.2 traz a evolução sazonal entre a retenção de larvas em FN e a intensidade da corrente zonal (cSEC), que apresentam uma correlação significativa (corrcoef; $r=0.83$; $p < 0.01$; $\alpha = 0.05$). Os resultados desta figura indicam que a retenção em FN aumenta quando a corrente zonal é reforçada; e, inversamente, diminui quando esta se encontra enfraquecida.

As análises de percentagem das partículas que atingem AR destacam diferenças do sucesso de transporte entre os meses de lançamento dos ovos (Fig. 6.1b). Esse sucesso de transporte também é efetivo para todos os meses de liberação. O transporte é mais importante em fevereiro e março ($>15\%$) e menos importante em maio e outubro ($<5\%$). Em fevereiro, o fluxo é mais favorável (bem orientado, de FN em direção a AR) ao transporte das partículas chegando na área marinha

protegida de AR, onde elas podem ser recrutadas, aumentando assim a percentagem do sucesso do transporte (Fig. 6.3a). Em maio, o transporte que é ligeiramente inclinado (Nordeste-Sudoeste), não fluindo diretamente sobre a área marinha protegida de AR, e reduzindo assim consideravelmente o sucesso do transporte (Fig. 6.3b).

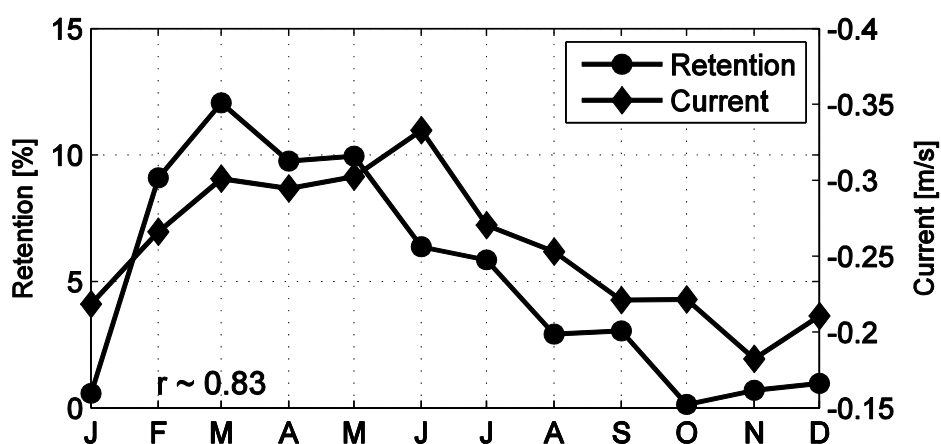


Figura 6.2. Distribuições mensais (a) da retenção (em FN, linha com círculo) e (b) evolução sazonal da corrente zonal (em AR, linha com diamante).

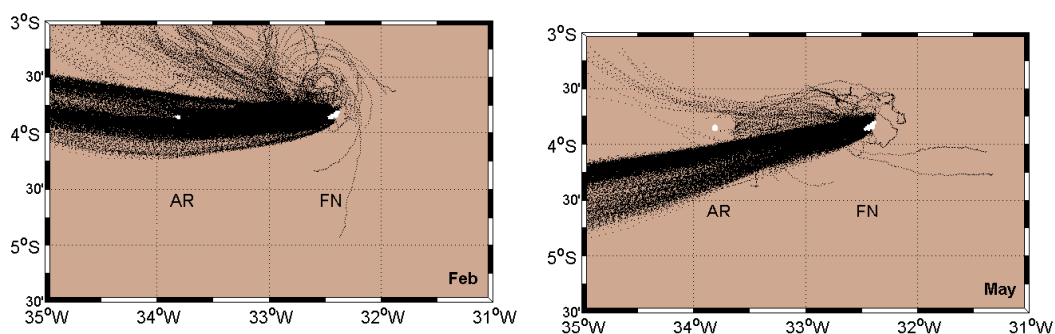


Figura 6.3. Trajetórias do ictioplâncton baseados nos resultados das simulações para um dos períodos do maior e menor recrutamento em AR com o modelo IBM-ICHTHYOP: com início em: (a) fevereiro e (b) maio respectivamente.

Esse sucesso do transporte é igualmente influenciado pela esteira a jusante de AR, especialmente para as partículas que são transportadas mais cedo pela corrente (i.e., antes do tempo limite de recrutamento).

Esses resultados confirmam a existência de uma conectividade entre as duas áreas marinhas protegidas, FN e AR, o que ocorre ao longo de todo o ano. Essa conectividade entre FN e AR já foi apontado pelos autores Serafini et al., (2010), sendo que as ilhas compartilham todas as dez espécies endêmicas. E, segundo Rocha, (2003); Sampaio et al., (2004), a similaridade encontrada entre as espécies da fauna de FN e AR provavelmente se deve à presença de bancos oceânicos rasos situados entre as duas ilhas, que servem de ligação entre as mesmas. Castro and Pires (2001) acharam que FN e AR consistem-se em estruturas e comunidades de recifes de corais diferentes, mas os peixes de recife endêmicos semelhantes são comumente encontrados no complexo insular Noronha-Atol. Pinheiro and Gasparini, (2009) destacaram que padrão similar ocorre com a ictiofauna de Trindade-Martin Vaz, pois os montes submarinos da cadeia Vitória-Trindade estão a distâncias inferiores a 250 km entre si e atuam como ‘trampolins’ (stepping stones) para as larvas de peixes. Nesse trabalho, não foi avaliado o impacto desses bancos marinhos sobre o transporte larval. Em relação aos endemismo, o isolamento e a área restrita de substrato consolidado em águas rasas, os quais são fatores limitantes e importantes para a colonização de larvas e estabelecimento de juvenis e adultos, explicam o endemismo dos peixes recifais, os quais em sua maioria são sedentários, de pequeno porte e com desova demersal (Floeter and Gasparini 2000, Floeter et al., 2001).

6.2. PROFUNDIDADE DE LIBERAÇÃO E TRANSPORTE LARVAL

Nesta seção apresentamos os resultados dos estudos do efeito da faixa de profundidade de liberação sobre o transporte larval. Para isso,

nós testamos três diferentes faixas de profundidade: 0-30m, 30-60m e 60-100m. Observa-se um impacto da profundidade de liberação sobre a retenção larval. O maior valor da retenção global ($\sim 12\%$) aparece para as partículas lançadas em 60-100m de profundidade e o menor ($\sim 5\%$) em 0-30m de profundidade (Fig. 6.4a). Esses resultados apontam que quanto mais profunda a liberação dos indivíduos, maior é a retenção registrada em FN. Esse padrão da retenção larval em FN está associado ao transporte fraco da cSEC nas camadas mais profundas. No entanto, nossos resultados sugerem que esse fator tem um leve impacto sobre o sucesso do transporte, que apresenta valores em torno de 10% para os três testes feitos. Contudo, verificou-se uma diminuição do sucesso de transporte com o aumento da profundidade de liberação (Fig. 6.4b). Estes resultados são semelhantes a estudos anteriores realizados no Sistema da Corrente das Canárias, quando Brochier et al. (2008b) indicaram que a retenção costeira (na costa da África) foi igualmente mais eficiente para as partículas lançadas nas águas mais profundas. Além disso, estes autores mostraram que o sucesso do transporte (da costa africana para o arquipélago das Canárias) foi ligeiramente mais importante para as partículas liberadas nas águas superiores.

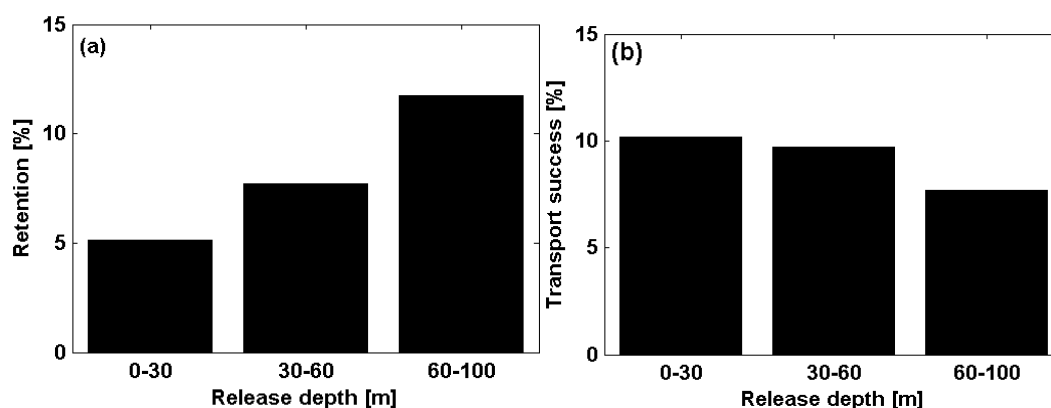


Figura 6.4. (a) Retenção (em FN) e recrutamento (em AR), em função dos diferentes intervalos de profundidade de desova.

6.3. DIEL VERTICAL MIGRATION (DVM) E TRANSPORTE LARVAL

O modelo IBM-ICHTHYOP também foi utilizado para examinar o efeito do início da natação vertical das larvas sobre o transporte ativo das mesmas (Fig. 6.5).

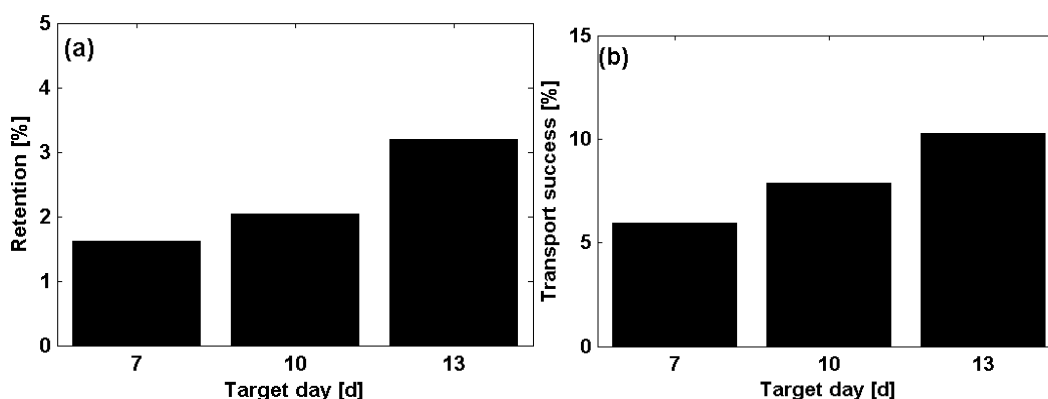


Figura 6.5. (a) Retenção (em FN) e (b) recrutamento (em AR), para os diferentes dias alvos (*target day*) da DVM.

Nestas experiências, a DVM foi realizada entre a superfície e 60m de profundidade, com a utilização de três diferentes dias alvos (*target days*): 7, 10 e 13 dias. Os resultados sugerem que a taxa de retenção é incrementada com o *target day*. Considerando as três simulações, com DVM 7, 10, 13 dias, os valores da retenção global foram ~ 1.5, 2 e 3%, respectivamente (Fig. 6.5a). Estes resultados mostram que, quando as partículas lançadas começaram a migração mais tarde, uma maior taxa de retenção é observada em FN. Ainda, o *target day* teve o mesmo efeito sobre o sucesso do transporte, i.e., o recrutamento larval em AR é mais importante para os indivíduos que tornaram-se ativos mais tarde. A taxa do sucesso do transporte foi ~ 6, 8 e 10% para 7, 10, 13 dias, respectivamente. Durante o dia, as larvas migram para as águas mais profundas e a dinâmica mais lenta em 60m mantém essas últimas mais tempo no sistema de FN e AR. Durante a noite, quando as partículas chegam à superfície, elas são rapidamente transportadas pelas correntes

mais fortes que fluem para oeste nas águas superficiais da região. De fato, na área de estudo, o fluxo é mais intenso próximo à superfície, enfraquecendo-se com o aumento da profundidade, conforme demonstrado pela distribuição vertical (na profundidade) da média anual da corrente zonal verificada na região de estudo ao longo do meridiano 32°W (resultados ROMS) (Fig. 6.6).

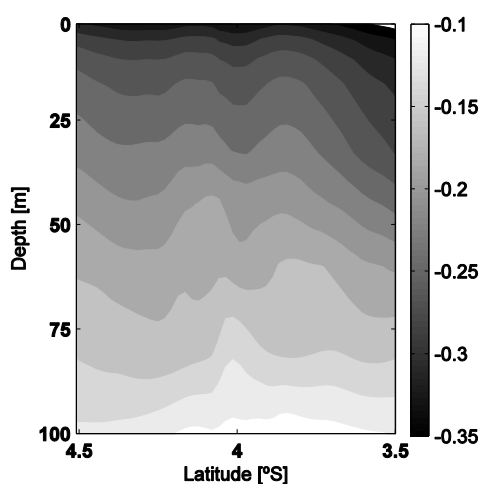


Figura 6.6. Distribuição vertical da média anual da corrente zonal verificada na região de estudo ao longo do meridiano 32°W [m.s⁻¹].

Os resultados sugerem que quanto mais cedo os indivíduos começam a migração vertical, mais cedo eles interagem com os fluxos mais fortes existentes na superfície, o que provavelmente aumenta a velocidade pela qual as partículas são transportadas e conduzidas para fora do sistema FN-AR, o que poderia contribuir a diminuir o recrutamento larval.

Capítulo 7

Sumário e perspectivas

Este estudo tem como objetivo principal investigar a influência da presença dos sistemas insulares Arquipélago de Fernando de Noronha (FN) e Atol das Rocas (AR) nos padrões de circulação de mesoescala nas regiões oceânicas circundantes, com foco na identificação das modificações das propriedades termodinâmicas e biogeoquímicas em torno de FN e AR.

Inicialmente os padrões de recirculação (estruturas de mesoescala, vórtices e esteiras) induzidos pela interação topografia-correntes foram analisados. Para tal, garantimos que as simulações físicas reproduzissem as principais propriedades que caracterizam a área de estudo. Foram realizados dois diferentes cenários de simulações: um considerando a situação real, na presença das ilhas (I), e outro no qual as ilhas foram excluídas artificialmente (NI). As duas simulações foram realizadas para as mesmas configurações numéricas e resolução espacial. O cenário real foi utilizado primeiramente para comparar as saídas do modelo físico com os dados disponíveis para a região, e em seguida para destacar as estruturas de mesoescala (esteira e vórtices) evidenciados quando comparando com dados do cenário NI.

A influência da topografia é claramente distinguível nas áreas circundantes de FN e AR. O enfraquecimento da corrente de superfície (cSEC) é observado a jusante das ilhas (lado oeste). Os turbilhões induzidos pelas perturbações das correntes nas águas superiores estão presentes. Esses turbilhões promovem a mistura vertical das águas, reduzindo a profundidade da camada de mistura (MLD), especialmente durante o período de forte atividade de turbilhões ciclônicos (março a julho). Ao mesmo tempo, um resfriamento foi detectado de abril a junho a jusante de FN e AR. Esse resfriamento subsuperficial, que é principalmente conduzido pela interação da cSEC com as ilhas, resulta do fortalecimento da mistura vertical na base da camada de mistura, induzido pela ação dos turbilhões.

Esses processos parecem responsáveis por trazer águas de subsuperfície, ricas em nutrientes, para a camada eufótica de FN e AR, como já verificado em outros sistemas (Doty and Oguri, 1956; Caldeira et al., 2005, Gove et al., 2016). Por essa razão, um segundo objetivo de nosso trabalho foi investigar as consequências destes padrões de recirculação sobre a variação dos processos biogeoquímicos, tais como distribuição de nutrientes, produtividade primária e parâmetros do sistema carbonato. De fato, o enriquecimento em nutrientes da camada fótica que pode reforçar a alta produtividade dessas regiões e, portanto, o efeito ilha (*Island Mass Effect*). Essa observação confirma as suposições relatadas anteriormente por outros autores (Travassos et al., 1999; Souza et al., 2013; Jales et al., 2015).

Na segunda parte do trabalho o modelo acoplado ROMS - PISCES foi utilizado. Os resultados numéricos confirmam o aumento nos teores de clorofila-*a* e do nitrato a jusante de FN e AR, em consonância com as observações (*in situ* e sensoriamento remoto). No que se refere ao sistema carbonato, as análises indicam também que o teor em Alcalinidade Total (TA) não varia para os dois cenários (I e NI); ou seja, a presença das ilhas FN e AR não têm influência significativa sobre as distribuições de TA a

jusante das mesmas. Entretanto, as concentrações do DIC e os valores de $p\text{CO}_2$ são maiores quando as ilhas foram artificialmente removidas. Isso sugere que, em presença de FN e AR, os valores dessas variáveis diminuem a jusante. Nota-se que a transferência de CO_2 do oceano para a atmosfera também diminui devido à presença de FN e AR. Essa diminuição de CO_2 na superfície do mar pode estar ligada ao incremento dos processos fotossintéticos a jusante das ilhas, em primeira instância resultantes das interações corrente-topografia.

Na última parte do trabalho, foi realizada uma análise do transporte do ictioplâncton do Dentão/*Dog snapper* (*Lutjanus jocu*) na região das áreas marinhas protegidas de FN e AR, utilizando-se para isso o modelo lagrangeano IBM-ICHTHYOP, forçado com os campos das correntes de modelo físico ROMS (Tchamabi et al., 2017). Os resultados mostraram que a retenção larval é altamente correlacionada à intensidade da corrente zonal dentro da área de estudo. O período de máximo de retenção coincide com o período de reforço da corrente zonal e um wake bem definido. Esses resultados suportam também uma conectividade entre FN e AR, o que seria um elemento crucial para a conservação do ecossistema no sistema destas ilhas. Assim, isto implicaria que AR age como ponto de passagem (stepping stones) e reservatório para as espécies marinhas transportados de FN. Apesar dos recentes avanços no conhecimento das espécies da fauna de FN e AR (Rocha, 2003), há uma necessidade de levantamento das informações biológicas (como o dia de início da DVM, tamanho/peso dos ovos/larvas) da fauna dessas ilhas.

Diante das indicações obtidas através deste trabalho, pretende-se dar sequência às investigações aprofundando-se os estudos de simulação numérica com foco nos dois extremos de variabilidade da interação físico-biogeoquímica na região dos sistemas insulares FN e AR que ainda não foram examinados, quais sejam: variabilidade de alta-frequência (nictemeral) e variabilidade de baixa-frequência (interanual).

Referências

- Allen, G.R., 1985. Snappers of the world. An annotated and illustrated catalogue of Lutjanidae species known to date, FAO species catalogue. *FAO Fisheries Synopsis*, 125(6), 208
- Andrié, C., Oudot, C., Genthon, C., Merlivat, L., 1986. CO₂ fluxes in the tropical Atlantic during Focal cruises. *Journal of Geophysical research*, 91, 1741-1755.
- Araújo, A., Noriega, C., Limongi, C., Lefèvre N., Ibánhez, J. S. P., Montes, M. F., Silva, A. C. Santos, M., L. On the variability of the CO₂ system and water productivity in the western tropical Atlantic off North and Northeast Brazil. *Journal Marine Systems*, submetido.
- Aristegui, J., Sangrá, P., Hernández-Léon, S., Cantón, M., Hernández-Guerra, A., Kerling J. L., 1994. Island induced eddies in the Canary Islands. *Deep Sea Research, Part I* 41, 1509-1525.
- Arnault, S., 1987. Tropical Atlantic geostrophic currents and ship drifts. *Journal of Geophysical research*, 92(C5), 5076-5088.
- Aumont, O., Bopp, L., 2006. Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies, *Global Biogeochemical. Cycles*, 20, GB2017, doi: 10.1029/2005GB002591.
- Aumont, O., Maier-Reimer, E., Blain, S., Monfray, P., 2003. An ecosystem model of the global Ocean including Fe, Si, P colimitations. *Global Biogeochemical. Cycles* 17, 1060, 1–29, <http://dx.doi.org/10.1029/2001GB001745>.
- Azevedo, D.E., 2012. Estrutura genética populacional de *Latjanus analis* – cioba e *Lutjanus jocu* – dentão (Lujanidae) ao longo do litoral brasileiro. Ph.D. thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Biociências, Laboratório de Genética de Recursos marinhos, Natal.
- Bakker, D. C. E., Pfeil, B., Smith, K., Hankin, S., Olsen, A., Alin, S. R., Cosca, C., Harasawa, S., Kozyr, A., Nojiri, Y., O'Brien, K. M., Schuster, U., Telszewski, M., Tilbrook, B., Wada, C. Akl, J., Barbero,

- L., Bates, N., Boutin, J., Cai, W.-J., Castle, R. D., Chavez, F. P., Chen, L. Chierici, M. Currie, K., de Baar, H. J. W., Evans, W., Feely, R. A., Fransson, A., Gao, Z., Hales, B., Hardman-Mountford, N., Hoppema, M., W.-J., Huang, W.-J., Hunt, C. W., Huss, B., Ichikawa, T., Johannessen, T., Jones, E. M., Jones, S. D., Jutterström, S., Kitidis, V., Körtzinger, A., Landschützer, P., Lauvset, S. K., Lefèvre, N., Manke, A. B., Mathis, J. T., Merlivat, L., Metzl, N., Murata, A., Newberger, T., Ono, T., Park, G.-H., Paterson, K., Pierrot, D., Rios, A. F., Sabine, C. L., Saito, S., Salisbury, J., Sarma, V. V. S. S., Schlitzer, R., Sieger, R., Skjelvan, I., Steinhoff, T., Sullivan, K., Sun, H., Sutton, A. J., Suzuki, T., Sweeney, C., Takahashi, T., Tjiputra, J., Tsurushima, N., van Heuven, S. M. A. C., Vandemark, D., Vlahos, P., Wallace, D. W. R., Wanninkhof, R., Watson, J., 2014. An update to the Surface Ocean CO₂ Atlas (SOCAT version 2). *Earth System Science Data* 8: 383-413..
- Barnier B., L. Siefried, and P. Marchesiello, 1995: thermal forcing for a global ocean model using a three-year climatology of ECMWF analyses. *J. Mar. Syst.*, 6, 363-380.
- Barton, E. D., Arístegui, J., Tett, P., Pérez, E.N., 2004. Variability in the Canary Islands area of filament-eddy exchanges. *Progress in Oceanography* 62, 71-94.
- Becker, M. 2001. Hidrologia dos Bancos e Ilhas oceânicas do Nordeste Brasileiro, uma Contribuição ao Programa REVIZEE. *São Carlos, 151f. Thesis (Doutorado in Ecology and Natural Resources) - Centro de Ciências Biológicas e da Saúde. Universidade Federal de São Carlos.*
- Beckmann, A., Haidvogel, D. B., 1993. Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount. Part I: Problem formulation and model accuracy. *Journal of Physical Oceanography*, 23, 1737-1753.

- Blayo, E., Debreu, L., 1999. Adaptive mesh refinement for finite difference ocean models: First experiments. *Journal of Physical Oceanography*, 29, 1239-1250.
- Bloch, Shneider, History and authorship of fish names. Schneider's systema ichthyologiae, 1801. *Mitteilungen aus dem Zoologischen Museum in Berlin*, 701, 99-1115.
- Bonou, K. F., Noriega, C., Lefèvre, N., Araújo, M., 2016. Distribution of CO₂ parameters in the Western Tropical Atlantic Ocean. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 73, 47-60. Doi 10.1016/j.dynatmoce.2015.12001.
- Botsford, L.W., White, J.W., Coffroth, M.A., Paris, C.B., Planes, S., Shearer, T.L., Thorrold, S.R. & Jones, G.P., Connectivity and resilience of coral reef metapopulations in marine protected areas: matching empirical efforts to predictive needs. *Coral Reefs* 28(2009): 327-33, doi: 10.1007/s00338-009-0466-z PMID: 2283369.4.
- Bourlès, B., Molinari, R., Johns, E., Wilson, W. and Leaman, K. 1999a. Upper layer currents in the western tropical North Atlantic (1989-1991). *Journal of Geophysical Research*, 104, 1361-1375.
- Bourlès, B.; Gouriou, Y.; Chuchla, R. 1999b. On the circulation in the upper layer of the western equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 104, 21151-21170.
- Brandini, F.P., Lopes, R.M., Gutseit, K.S., Spach, H.L., Sassi, R., 1997. *Planctonologia na plataforma continental do Brasil. Diagnose e revisão bibliográfica*, Rio de Janeiro: REVIZEE. MMA, CIRM, FEMAR. 1996p.
- Brochier, T., Lett C., Tam, J., Fréon P., Colas F., Ayón P., 2008a. An individual-based model study of anchovy early life history in the northern Humboldt Current system *Progress in oceanography*, 79, 31-325.
- Brochier, T., Ramzi, A., Lett, C., Machu, E., Berraho, A., Fréon, P., Hernández-León, S., 2008b. Modelling sardine and anchovy

- ichthyoplankton transport in the Canary Current System. *J. Plankton Res.* 30 (10), 1133-1146.
- Bruto, L., Araújo, M., Noriega, C., Lefèvre, N., 2017. Variability of CO₂ fugacity at the western edge of the tropical Atlantic Ocean from the 8°N–38°W PIRATA buoy. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, DOI: 10.1016/j.dynatmoce.2017.01.003
- Cai, W-J., Hu, X., Huang, W-J., Jiang, L-Q., Wang, Y., Peng, T-H., Zhang, X., 2010. Alkalinity distribution in the western North Atlantic Ocean margins. *Journal of Geophysical Research.* 115, C08014, doi:10.1029/2009JC005482.
- Caldeira R. M. A., Groom, S., Miller, P., Pilgrim, D., Nezlin, N.P., 2001. Sea-surface signatures of the island mass effect phenomena around Madeira Island, Northeast Atlantic. *Remote Sensing of Environment*, 80, 336-360.
- Caldeira R. M. A., Marchesiello, P., 2002. Ocean response to wind sheltering in the Southern California Bight. *Geophysical Research Letters*, 29(13), 1635, doi/10.1029/2001GL014563.
- Caldeira R. M. A., Marchesiello, P., Nezlin, N. P., DiGiacomo, P.M., McWilliams, J. C. 2005. Island wakes in the Southern California Bight. *Journal of Geophysical Research*, doi: 10.1029/2004JC002675.
- Carr S.H., Capet X.J., McWilliams J.C., Pennington J.T., Chavez F.P., 2007. The influence of diel vertical migration on zooplankton transport and recruitment in an upwelling region: estimates from a coupled behavioral-physical model. *Fisheries Oceanography* 17:1, 1-15, doi: 10.1111/j.1365-2419.2007.00447.x.
- Carton, J.A., Chepurin, G.A, Cao, X., 2000b. A Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950-1995 Part 2: results, *Journal of Geophysical Research*, 30, 311-326.
- Carton, J.A., Chepurin, G.A. Cao, X. Giese, B.S., 2000a. A Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950-1995, Part 1: methodology, *Journal of Geophysical Research*, 30, 294-309.

- Casey, K. S., Cornillon, P., 1999. A comparison of satellite and in situ based sea surface temperature climatologies. *Journal of Climate*, 12, 1848-1863.
- Castro, C. B., Pires D. O., 2001. Brazilian coral reefs: what we already know and what is still missing. *Bulletin of Marine Science*, 69(2), 357-371.
- Chang, M., Tang, T. Y., Chao, S., 2013. Kuroshio-induced wake in the lee of Green Island off Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, 1508-1519.
- Chao, Y., Li, Z., Farrara, J. D., Huang, P., 2009. Blending sea surface temperatures from multiple satellites and in-situ observations for coastal oceans. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26, 1415-1426.
- Chaves, T.B.C., Mafalda, J. R. P., Santos, C., Souza, C. S., Moura, G., Sampaio, J., Melo, G., Passavante, J. Z. O., Feitosa, F. A. N., 2006. Planktonic biomass and hydrography in the Exclusive Economic Zone of Brazilian Northeast. *Tropical Oceanography Online*, 34 (n. 1), 12-30.
- Chopra, K. P., 1973. Atmospheric and oceanic flow problems introduced by islands. *Advances in Geophysics*, 16, 297-421.
- Cintra, 2010. Modelagem matemática da circulação, transporte e dispersão de nutrientes e plâncton no Arquipélago de São Pedro e São Paulo; 2010. Dissertação de Mestrado em Programa de Pós-graduação em Oceanografia, Universidade Federal de Pernambuco.
- Cintra, M., Lentini, C. A. D., Servain, J., Araújo, M., Marone, E., 2015. Physical processes that drive the seasonal evolution of the Southwestern Tropical Atlantic Warm Pool. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 7, 1-11.
- Cooley, S.R., Coles, V.J., Subramaniam, A., Yager, P.L., 2007. Seasonal variations in the Amazon plume-related atmospheric carbon sink. 21, GB301, doi. 10.1029/2006GB002831.

- Cordeiro, T. A., Brandini, F. P., Rosa, R. S., Sassi, R., 2013. Deep Chlorophyll Maximum in Western Equatorial Atlantic - How does it interact with Islands Slopes and Seamounts? *Marine Science*, 3(1): 30-37.
- Costa, K.M.P., 1991. Hidrologia e biomassa primária da região nordeste do Brasil, entre as latitudes 08°00'00" e 02°44'30" S e as longitudes de 35°6'30" e 31°48'00" W. Dissertação (Mestrado em Oceanografia biológica), Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 217.p.
- Coutis, P. F., Middleton, J. H., 1999. Flow-topography interaction in the vicinity of an isolated, deep ocean island. *Deep-Sea Research I*, 46, 1633-1652.
- Crooks K.R., Sanjayan M., 2006. Connectivity conservation: maintaining connections for nature, in *Connectivity conservation*. Cambridge University Press, Cambridge pp.1-19.
- D'Agostini A., Gherardi D.F.M., Pezzi L.P., 2015. Connectivity of Marine Protected Areas and Its Relation with Total Kinetic Energy PLoS ONE 10(10): e0139601. doi:10.1371/journal.pone.0139601.
- da Silva, A. M., Young, C. C., Levitus, S., 1994. Atlas of surface marine data 1994, vol. 1, algorithms and procedures, NOAA Atlas NESDIS 6. U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS, USA, 74 p.
- de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., Iudicone, D., 2004. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research*, 109, C12003, doi:10.1029/2004JC002378.
- Debreu, L., 2000. Raffinement adaptatif de maillage et méthodes de zoom application aux modèles d'océan, 2000, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Debreu, L., Blayo, E., 2003. AGRIF: Adaptive Grid Refinement In Fortran. submitted to *ACM Transactions on Mathematical Software TOMS*.
- Debreu, L., Blayo, E., 2008. Special Issue on MultiScale Modelling: Nested Grid and Unstructured Mesh Approaches. *Ocean Dynamics* 58, 415-428. doi 10.1007/s1023600801509

- Debreu, L., Vouland, C., 2003. AGRIF: Adaptive Grid Refinement In Fortran. [Available online <http://www-lmc.imag.fr/IDOPT/AGRIF/index.html>].
- Dickson, A. G. 1990. Standard potential of the reaction: $\text{AgCl(s)} + 1/2 \text{H}_2\text{(g)} = \text{Ag(s)} + \text{HCl(aq)}$, and the standard acidity constant of the ion HSO_4^- in synthetic seawater from 273.15 to 318.15 K. *Journal of Chemical Thermodynamics* 22:113-127.
- Doty, M. S., Oguri, M., 1956. The island mass effect. *Conseil International pour l'Exploration de la Mer* 22, 33-37.
- Echevin V., Aumont O., Ledesma J., Flores, G., 2008. The seasonal cycle of surface chlorophyll in the Peruvian upwelling system: A modelling study. *Progress in Oceanography*, 79, 167-176.
- Ekau, W., Knoppers, B., 1999. An introduction to the pelagic system of the northeast and east Brazilian shelf. *Arch. Fish. Mar. Res.*, 47, n. 2-3, p. 113-132.
- Feitosa, F.A.N.; Passavante, J.Z.O., 2004. Produtividade fitoplanctônica e hidrologia do Atol das Rocas (Brasil). *Ecologia aquática tropical*. Natal: ServGraf, 143-156.
- Floeter, S. R., Gasparini, J. L., 2000. The southwestern Atlantic reef fish fauna: composition and zoogeographic patterns. *Journal of Fish Biology*, 56, 1099-1114.
- Floeter, S. R., Guimarães, R. Z. P., Rocha, L. A., Ferreira, C. E. L., Rangel, C. A., Gasparini, J. L., 2001. Geographic variation in reef fish assemblages along the Brazilian coast. *Global Ecology and Biogeography*, 10(4):423-433.
- Foltz, G.R., Grodsky, S. A., Carton, J. A., 2003. Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 108, <http://dx.doi.org/10.1029/2002JC001584>.
- Fonseca, G.A.B. da, Mittermeier, R.A., Mittermeier, C.G., 2006. Conservation of island biodiversity – importance, challenges and

- opportunities. Center for Applied Biodiversity Sciences, Conservation International, 16 p., Washington, DC, USA.
- Garzoli, S., Katz, E. 1983. The forced annual reversal of the Atlantic North Equatorial Countercurrent. *Journal of Physical Oceanography*, 13(11), 2082-2090.
- Gherardi, D.F.M.E., Bosence, D.W.J., 1999. Modeling of the ecological succession of encrusting organisms in recent coralline-algal frameworks from Atol das Rocas. Brazil. *Palaos* 14(2), 145-158.
- Gherardi, D.F.M.E., Bosence, D.W.J., 2005. Late Holocene reef growth and relative sea level changes in Atol das Rocas, equatorial South Atlantic. *Coral Reefs* 24, 264-272.
- Gilmartin, M.; Revelante, N, 1974. The “island mass” effect on the phytoplankton and primary production of the Hawaiian Islands. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 16,181-204.
- Gomes, R. dos S., Costa, P. M. S., Monteiro, J. C., Coelho, A. C. dos S. Salgado, N. C., 2006. Moluscos das ilhas oceânicas brasileiras. In: Alves, R. J. V. & Castro, J. W. de A. (orgs.). *Ilhas oceânicas brasileiras: da pesquisa ao manejo*, MMA Secretaria de Biodiversidade e Florestas, Brasília, DF, Brasil, 179-198, ISBN: 8587166913.
- Gove, J. M., McManus, M. A., Neuheimer, A. B., Polovina, J. J., Drazen, J. C., Smith, C. R., Merrifield, M. A., Friedlander, A. M., Ehses, J. S., Charles W. Young, C. W., Dillon, A. K., Williams, G. J., 2016. Near-island biological hotspots in barren ocean basins. *Nature communications*, 7:10581, DOI: 10.1038/ncomms10581.
- Gove, J. M., Merrifield, M. A., Brainard, R. E., 2006. Temporal variability of current-driven upwelling at Jarvis Island. *Journal of Geophysical Research*, 111, doi:10.1029/2005JC003161.
- Grossman, A., Moreira, L. M. de P., Bellini, C., Almeida, A. de P., 2009. Conservação e pesquisa das tartarugas marinhas nas ilhas oceânicas de Fernando de Noronha, Atol das Rocas e Trindade, Brasil. In: Mohr, L. V., Castro, J. W. A., Costa, P. M. S. & Alves, R.

- J. V. (orgs.), *Ilhas oceânicas brasileiras: da pesquisa ao manejo*. Vol. II, p. 191-214, MMA Secretaria de Biodiversidade e Florestas, Brasília, DF, Brasil. ISBN: 9788577380763.
- Goyet, C., Coatanoan, C., Eischeid, G., Amaoka, T., Okuda, K., Healy, R., Tsunogai, S., 1999. Spatial variation of total CO₂ and total alkalinity in the northern Indian Ocean: A novel approach for the quantification of anthropogenic CO₂ in seawater, *Journal of Marine Research*, 57, 135 - 163.
- Haidvogel, D. B., Arango, H. G., Hedström, K., Beckmann, A., Malanotte-Rizzoli, P., Shchepetkin, A. F., 2000. Model evaluation experiments in the North Atlantic basin: simulations in nonlinear terrain-following coordinates. *Dynamics Atmosphere and Oceans*, 32, 239-281.
- Haidvogel, D. B., Wilkin, J. L., Young, R., 1991. A semi-spectral primitive equation ocean circulation model using vertical sigma and orthogonal curvilinear horizontal coordinates. *Journal of Computational Physics*, 94, 151-185.
- Haney, R. L., 1991. On the pressure gradient force over steep topography in sigma coordinate ocean models. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 610-619.
- Hansell, D.A., Follows, M.J., 2008. Nitrogen in the Atlantic Ocean. In *Nitrogen in the Marine Environment*. Elsevier Inc, 597-630. doi: 10.1016/B978-0-12-372522-6.00013-X.
- Hargraves, P. E., Brody, R. W., Burkholder P. R., 1970. A study of phytoplankton in the Lesser Antilles region. *Bulletin of Marine Science*, 20, 331-349.
- Hasegawa, D., Yamazaki, H., Lueck, R.G., Seuront, L., 2004. How islands stir and fertilize the upper ocean. *Geophysical Research Letters* 31, L16303, doi:10.1029/2004GL020143.
- Hazin, F. H. V., 1993. Fisheries-oceanographically study on tunas, billfishes and sharks in the southwestern equatorial Atlantic Ocean. D.SC. Thesis, Tokyo University of Fisheries, Tokyo 2806 p.

- Hazin, F. H. V., Zagaglia, J. R., Boadhurst, P. E., Travassos, P., Tezerra, T. R. Q., 1998. Review of a Small-scale Pelagic Longline fishery off Northeastern Brazil. *Marine Fisheries Review*, 60, 1-8.
- Heinze, C., Meyer, S., Goris, N., Anderson, L., Steinfeldt, R., Chang, N., Le Quéré, C., and Bakker, D.C. E., 2015. The ocean carbon sink - impacts, vulnerabilities, and challenges, *Earth System. Dynamics* 6, 327-358.
- Houghton, R.W., Seasonal variations of the subsurface thermal structure in the Gulf of Guinea, 1983. *Journal of Physical Oceanography*, 13, 2070-2081.
- Hounsou-Gbo, G. A., Araújo, M., Bourlès, B., Velela, D., Servain J., 2015. Tropical Atlantic Contributions to Strong Rainfall Variability along the Northeast Brazilian Coast. *Advances in Meteorology*, <http://dx.doi.org/10.1155/2015/902084>.
- Huggett, J.A., Freón, P., Mullon, C., Penven, P., 2003. Modelling the transport success of anchovy *Engraulis encrasicolus* eggs and larvae in the southern Benguela: the effect of spatio-temporal spawning patterns. *Marine Ecology Progress Series* 250, 247-262. doi:10.3354/meps250247.
- Ibáñez, J.S., Diverrès, D., Araújo, M., Lefèvre, N., 2015. Seasonal and interannual variability of sea-air CO₂ fluxes in the tropical Atlantic affected by the Amazon River plume. *Global Biogeochemical Cycles*. doi: 10.1002/2015GB005110.
- Jales, M. C., Feitosa, F. A., Koenig, M. L., Montes, M. F., Araújo, M., da Silva, R. A., 2015. Phytoplankton biomass dynamics and environmental variables around the Rocas Atoll Biological Reserve, South Atlantic, *Brazilian journal of oceanography*, 63(4):443-454.
- Jones, E. C. J., 1962. Evidence of an island effect upon the standing crop of zooplankton near the Marquesas Islands, Central Pacific. *Journal du Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer*, 27, 223-231.

- José Y.S. Aumont O., Machu E., Penven P., Moloney C.L., Maury O., 2014. Deep-Sea Research II 100, 79-93.
- Jouanno J., Marin F., du Penhoat Y., Sheinbaum J., Molines J.M., 2011. Seasonal balance in the upper 100 m of the equatorial Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research.*, 116, C09003, doi: 566 10.1029/2010JC006912.
- Karnauskas, K.B., Gregory, C., Johnson, G.C., Murtugudde, R., 2016. On the climate impacts of atolls in the central equatorial Pacific. *International. Journal of Climatology.* 37, 197–203. doi:10.1002/joc.4697.
- Kikuchi, R. K. P., 2002. Atol das Rocas, Litoral do Nordeste do Brasil - Único atol do Atlântico Sul Equatorial Ocidental. In: Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Queiroz, E. T., Winge, M. & Berbert-Born, M. L. C. (eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. ISBN: 8585258039. Brasília: DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral / CPRM - Serviço Geológico do Brasil / SIGEP - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos, v.01: 379-390, Brasília, DF, Brasil.
- Koné, V., Lett, C., Penven, P., Bourlès, B., Djakouré, S., 2016. A biophysical model of *Sardinella aurita* early life history in the northern Gulf of Guinea. *Progress in. Oceanography*.
- Körtzinger, A., 2003. A significant CO₂ sink in the tropical Atlantic Ocean associated with the Amazon River plume. 30, 24, 2287. doi: 10.1029/2003GL018841.
- Lampert W., 1989. Adaptive significance of diel vertical migration of zooplankton. *Functional Ecology* 3 (1), 21-27.
- Large, W. G., McWilliams, J. C., Doney, S. C., 1994. Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parametrization. *Reviews in Geophysics*, 32, 363-403.
- Leão, Z.M.A.N., Dominguez, J.M.L., 2000, Tropical coast of Brazil. *Marine Pollution Bulletin*, 41(1-6), 112-122.

- Lefèvre, N., Diverrès, D., Francis, G., 2010. Origin of CO₂ undersaturation in the western tropical Atlantic. *Tellus B* 62, 595–607. doi:10.1111/j.1600-0889.2010.00475.x.
- Lemarié, F., Kurian, J., Shchepetkin, A.F., Jeroen Molemaker, M., Colas, F., McWilliams, J.C., 2012. Are there inescapable issues prohibiting the use of terrain-following coordinates in climate models? *Ocean Modelling*.
- Lessa, R.P., Mafalda JR, P., Advíncula, R., Lucchesi, R.B., Bezerra JR., J.L., Vaske JR., T., Hellebrandt, D., 1999. Distribution and Abundance of Ichthyoneuston at Seamoints and Islands off North-Eastern Brazil. *Archive of Fishery and Marine Research* 47, n. 2/3, 239-252.
- Lett, C., Verley, P., Mullon, C., Parada, C., Brochier, T., Penven, P., Blanke, B., 2008. A Lagrangian tool for modelling ichthyoplankton dynamics. *Environmental Modelling & Software* 23, 1210-1214.
- Lewis, E., Wallace, 1998. Program Development for CO₂ System Calculations, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, US Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, ORNL/DCIAC-105, 26, 1998.
- Lira, S.M.A., Teixeira, I.A., Lima, C.D.M., Santos, G.S., Leitão, S.N., Schwamborn, R., 2014. Spatial and nycthemeral distribution of the zooneuston of Fernando de Noronha, Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 62, n. 1, 35-45.
- Lumpkin, R., Garzoli, S.L., 2005. Near-surface circulation in the Tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research Part I*, 52, 495–518
- Lumpkin, R., Johnson, G.C., 2013. Global ocean surface velocities from drifters: Mean variance, El Niño–Southern Oscillation response, and seasonal cycle. *Journal of Geophysical Research*, 118, 1–15.
- Lutjeharms, J.R.E., Penven, P., Roy, C., 2003. Modelling the shear edge eddies of the southern Agulhas Current. *Continental Shelf Research* 23, 1099-1115.

- Lutjeharms, J.R.E., Penven. P., Roy, C., 2001. Shear edge eddies of southern Agulhas Current. *Elsevier Science*.
- Macedo, S. J., Montes, M.J.F., Lins, I.C.; Costa, K. M. P., 1998. REVIZEE – Programa da avaliação do Potencial Sustentável dos Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva. SCORE/NE. *Relatório da Oceanografia Química*, UFPE, Recife. 37P.
- Mafalda JR.P., Sinque, C., Muelbert J.H., Souza, C.S., 2004a. Distribuição e abundância do ictioplâncton na costa norte da Bahia, Brasil. *Tropical Oceanography*, Recife, 32(1), 69-88.
- Malanotte-Rizzoli, P., Hedström, K., Arango, H.G., Haidvogel, D.B., 2000. Water mass pathways between the subtropical and tropical ocean in a climatological simulation of the North Atlantic. *Dynamics of Atmosphere and Oceans* 32, 331-371.
- Malfada, JR.P., Singue, C., Brito, R.R.C., Santos, J.J., 2004b. Biomassa plantônica, hidrografia e pluviosidade na costa norte da Bahia, Brasil. *Tropical Oceanography*, Recife, 32(2), 145-160.
- Marchesiello, P., Debreu, L., Couvelard, X. 2009. Spurious diapycnal mixing in terrain-following coordinate models: The problem and a solution. *Ocean Modelling* 26, 156-169.
- Martinez E., Maamaatuaiahutapu k., 2004. Island mass effect in the Marquesas Islands: Time variation. *Geophys. Res. Lett.*, v. 31, 1-4.
- Mbaye B.C., Brochier T., Echevin V., Lazar A., Lévy M., Mason E., Gaye A.T., Machu E., 2015. *Sardinella aurita* spawning seasons match local retention patterns in the Senegalese–Mauritanian upwelling region. *Fisheries Oceanography*, 24, 69-89.
- McCready, P., and Geyer, G.R., 2001. Estuarine salt flux through an isohaline surface. *Journal of Geophysical Research* 106, 11629-11637.
- Medeiros, C., Macêdo, S., Feitosa, F., Koenig, M.L., 1999. Hydrography and phytoplankton biomass and abundance of north-east Brazilian Waters. *Arch. Fish. Mar. Res.*, 47, 133-151.

- Melo, P.A.M.C., Diaz, X.F.G., Macedo, S.J., Neumann-Leitão, S., 2012. Diurnal and spatial variation of the mesozooplankton community in the Saint Peter and Saint Paul Archipelago, Equatorial Atlantic. *Mar. Biodivers. Rec.*, v. 5, p. 1-14.
- Millero, F. J., Graham, T. B., Huang, F., Bustos-Serrano, H., Pierrot, D., 2006. Dissociation constants of carbonic acid in seawater as a function of salinity and temperature. *Marine Chemistry* 100, 80–94. doi:10.1016/j.marchem.2005.12.001.
- Misic, C.; Bavestrello, G. BO, M.; Borghini, M.; Castellano, M.; Harriague, A.C.; Massa, F.; Spotorno, F.; Povero, P., 2012. The “seamount effect” as revealed by organic matter dynamics around a shallow seamount in the Tyrrhenian Sea (Vercelli Seamount, western Mediterranean). *Deep-Sea Res.*, 67, 1-11.
- Molinari, R. L., 1982. Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean: 1978-1980. *Journal of Geophysical Research*, 87, 9707-9714.
- Moore, E., Sander F., 1979. A comparative study of zooplankton from oceanic, shelf, and harbour waters of Jamaica. *Biotropica* 11, 196-206.
- Neumann -Leitão, S., Gusmão, L. M., Silva, T., Nascimento-Vieira, D. A., Silva, A. P., 1999. Mesozooplankton biomass and diversity in coastal and oceanic waters off North-Eastern Brazil. *Arch. Fish. Mar. Res.*, 47, n. 2/3, 153-165.
- Oudot, C., TERNON, J.F., Lecomte, J., 1995. Measurements of atmospheric and oceanic CO₂ in the tropical Atlantic - 10 years after the 1982-1984 focal cruises. *Tellus B.* 47, 70-85.
- Oxenford, H. A., Mahon, R., Funte, W., 1993. The eastern Caribbean Flyingfish Project. Organization of Eastern Caribbean States (OECS). Fishery Report. V.9. ST. Vincent, 133p.

- Palacios, D.M, 2002. Factors influencing the island-mass effect of the Galapagos archipelago. *Geophysical Research Letter*, 29, n. 23, 21-34.
- Penven P., Marchesiello P., Debreu L., Lefevre J., 2008. Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations. *Environmental Modelling and Software* 23(5), 660-662.
- Penven, P., Lutjeharms, J.R.E., Marchesiello, P., Roy, C., Weeks, S.J., 2001b. Generation of cyclonic eddies by the Agulhas Current in the lee of the Agulhas Bank. *Geophysical Research Letters* 27, 1055-1058.
- Penven, P., Marchesiello P., Debreu L., Lefevre J., 2008. Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations. *Environmental Modelling and Software*, 23(5), 660-662.
- Penven, P., Roy, C., Colin de Verdière, A., Largier, J., 2000. Simulation and quantification of a coastal jet retention process using a barotropic model. *Oceanological Acta* 23, 615-634.
- Penven, P., Roy, C., Lutjeharms, J.R.E., Colin de Verdière, A., Johnson, A., Shillington, F., Fréon, P., Brundrit, G., 2001a. A regional hydrodynamic model of the Southern Benguela. *South African Journal of Science* 97,472-476.
- Peterson, R. and Stramma, L., 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 26, 1-73.
- Pinheiro, H. T., Gasparini, J. L., 2009. Peixes recifais do complexo insular oceânico Trindade Martin Vaz: novas ocorrências, atividades de pesca, mortandade natural e conservação. In: Mohr, L. V., Castro, J. W. A., Costa, P. M. S. & Alves, R. J. V. (orgs.). *Ilhas oceânicas brasileiras: da pesquisa ao manejo*, MMA Secretaria de Biodiversidade e Florestas, Brasília, DF, Brasil. Vol. II, 135-153, ISBN: 9788577380763
- Planes S., Jones G.P., Thorrold S.R., 2009. Larval dispersal connects fish populations in a network of marine protected areas. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*

- 106(14), 5693-5697, doi: 10.1073_pnas.0808007106 PMID: 19307588.
- Redfield, A.C., 1958. The biological control of chemical factors in the environment. *Am. J. Sci.* 46, 205-221.
- Reverdin, G., Delécluse, P., Lévy, C., Andrich, P., Morlière A., Verstraete, J.M., 1991a. The near surface tropical Atlantic in 1982-1984: Results from a numerical simulation and a data analysis, 1991. *Progress in Oceanography*, 21, 273-340.
- Reverdin, G., Rual, P., Du Penhoat, Y., Gouriou, Y., 1991b. Vertical structure of the seasonal cycle in the central equatorial Atlantic Ocean: XBT sections from 1980 to 1988. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 27-291.
- Rezende S. M., Ferreira B. P., Fredou T., 2003. A pesca de Lutjanideos no nordeste do Brazil. *Boletim Técnico Científico do CEPENE*, (11): 16p.
- Richardson, P., Arnault, S., Garzoli, S., Bruce, J., 1992. Annual cycle of the Atlantic North Equatorial countercurrent. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 39(6), 997-1014.
- Richardson, P., Reverdin, G. 1987. Seasonal cycle of velocity in the Atlantic North Equatorial Countercurrent as measured by surface drifters, current meters, and ship drifts. *Journal of Geophysical Research*, 92(C4), 3691-3708.
- Risien, C. M., Chelton, D. B., 2008. A Global Climatology of Surface Wind and Wind Stress Fields from Eight Years of QuikSCATScatterometer Data. *Journal of Physical Oceanography*, 38, 2379-2413.
- Rocha, L. A., 2003. Patterns of distribution and processes of speciation in Brazilian reef fishes. *Journal of Biogeography*, 30(8), 1161-1171.
- Sampaio, C. L. S., Carvalho-Filho, A., Feitoza, B. M., Ferreira, C. E. L., Floeter, S. R., Gasparini, J. L., Rocha, L. A., Sazima, I., 2006. Peixes recifais endêmicos e ameaçados das ilhas oceânicas brasileiras e do complexo recifal dos Abrolhos. In: Alves, R. J. V. & Castro, J. W. de A. (orgs.). *Ilhas oceânicas brasileiras: da pesquisa ao manejo*, MMA

- Secretaria de Biodiversidade e Florestas, Brasília, DF, Brasil, 298p. 215-234, ISBN: 8587166913.
- Sampaio, C. L. S., Nunes, J. A. C. C. & Mendes, L. F., 2004) *Acyrtus pauciradiatus*, a new species of clingfish (Teleostei: Gobiesocidae) from Fernando de Noronha Archipelago, Pernambuco state, Northeastern Brazil. *Neotropical Ichthyology*, 2(4): 205-208.
- Sanches, T. M., Bellini, C., 1999. Juvenile *Eretmochelys imbricata* and *Chelonia mydas* in the Archipelago of Fernando de Noronha, Brazil. *Chelonian Conservation and Biology*, 3(2), 308-311.
- Sander F., 1981. A Preliminary Assessment of the Main Causative Mechanisms of the "Island Mass" Effect of Barbados. *Marine Biology*, 64, 199-205.
- Schott, F. A., Dengler, M., Brandt, P., Affler, K., Fischer, J., Bourlès, B., Gouriou, Y., Molinari, R. L., Rhein, M., 2003. The zonal currents and transports at 35° W in the tropical Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 30, n°7, 1349, doi:10.1029/2002GL016849.
- Schott, F., Fisher, J., Stramma, L., 1998. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 28, 1904-1928.
- Serafini T. Z., França, G. B. Andriguetto-Filho, J. M. 2010. Ilhas oceânicas brasileiras: biodiversidade conhecida e sua relação com o histórico de uso e ocupação humana. *Revista de Gestão Costeira Integrada / Journal of Integrated Coastal Zone Management* 10(3):281-301.
- Shchepetkin, A. F., McWilliams, J. C., 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model, *Ocean Modelling*, 9, 347-404.
- Shchepetkin, A.F., McWilliams, J.C., 1998. Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation. *Monthly Weather Review* 126, 1541-1580.
- Shchepetkin, A.F., McWilliams, J.C., 2003. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with

- nonaligned vertical coordinate. *Journal of Geophysical Research*, 108 (C3), 3090, doi 10.1029/2001JC001047.
- Shchepetkin, A.F., McWilliams, J.C., 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model, *Ocean Modelling* 9, 347-404.
- She, J., Klinck, J.M., 2000. Flow near submarine canyons driven by constant wind. *Journal of Geophysical Research*, 105, 28671-28694.
- Silva, M., Araújo, M., Servain, J., Penven, P., Lentini, C. A.D., 2009. High-resolution regional ocean dynamics simulation in the southwestern tropical Atlantic. *Ocean Modelling*, 30, 25-26.
- Song, Y.T., Haidvogel, D. B., 1994. A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. *Journal of Computational Physics*, 115, 228-244.
- Souza, C. S., Luz, J. A. G., Macêdo, S. J., Montes, M. J. F., Mafalda, P. J. R., 2013. Chlorophyll a and nutrient distribution around seamounts and islands of the tropical southwestern Atlantic. *Marine and Freshwater Research*, 64, 168-184.
- Stramma, L., 1991. Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. *Journal of Marine Research*, 49, 281-294.
- Stramma, L., Hüttl, S., and Schafstall, J., 2005. Water masses and currents in the upper tropical northeast Atlantic off northwest Africa. *Journal of Geophysical Research*, 110, C12006.
- Stramma, L., Schott, F., 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep Sea Research II*, 46B, 279-303.
- Sunda, W.G., Huntsman, S.A., 1997. Interrelated influence of iron, light and cell size on marine phytoplankton growth. *Nature*, 390, 389-392.
- Takahashi, T., et al., 2009. Climatological mean and decadal changes in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans, *Deep Sea Res., Part II*, doi:10.1016/j.dsr2.2008.12.009.

- Takahashi, T., Feely, R.A., Weiss, R., Wanninkhof, R.H., Chipman, D.W., Sutherland, S.C., Takahashi, T.T., 1997. Global air-sea flux of CO₂: an estimate based on measurements of sea-air pCO₂ difference. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 94, 8292-8299.
- Takahashi, T., Olafsson, J., Goddard, J.G., Chipman, D., Sutherland, S.C., 1993. Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: A comparative study. *Global Biogeochemical Cycles*. 7(4): 843-878.
- Takahashi, T., Sutherland, S. C., Sweeney, C., Poisson, A., Metzl, N., Tillbrook, B., Bates, N., Wanninkhof, R., Feely, R. A., Sabine, C., Olafsson, J. and Nojiri, Y., 2002. Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects, *Deep-Sea Res. II*, 49, 1601-1622.
- Noriega, C., Araújo, M., Lefèvre, N., Flores, M., Veleda, D., 2015. Spatial and temporal variability of pCO₂ fluxes in tropical estuarine systems near areas of high population density in Brazil. *Regional Environmental Change*, 15:619-630. DOI 10.1007/s10113-014-0671-3.
- Tchamabi, C. C., Araújo, M., Silva, M., Bourlès, B., 2017. A study of the Brazilian Fernando de Noronha Island and Rocas Atoll wakes in the tropical Atlantic. *Ocean Modelling*, 111, 9-18 DOI: 10.1016/j.ocemod.2016.12.009.
- Tchamabi, C. C., Araújo, M., Silva, M., Bourlès, B., Travassos, P., Ichthyoplankton transport around the Brazilian Fernando de Noronha archipelago and Rocas Atoll: Are there any connectivity patterns? *Indian Journal of Geo-marine Science*, in press.
- Ternon, J.F., Oudot, C., Dessier, A., Diverres, D., 2000. A seasonal tropical sink for atmospheric CO₂ in the Atlantic Ocean: the role of the Amazon River discharge. *Marine Chemistry*, 68, 183-201.
- Travassos, P. E. P. F., Hazin, F. H. V., Zagaglia, J. R., Advíncula, R., 1997. Estrutura Termohalina da Zona Econômica Exclusiva (ZEE) do

- Nordeste brasileiro, durante a Expedição Oceanográfica JOP'S II do NOc. "Vicyor Hensen": Influência das ilhas e bancos oceânicos. Resumos. São Paulo, 1997. P. 502.
- Travassos, P. E. P. F., Hazin, F. H. V., Zagaglia, J. R., Rocha, R.A., Schober, J., 1999. Thermohaline structure around seamounts and islands off Northeast Brazilian coast. *Archive of Fishery and Marine Research*, 47, n. 2/3, 211-222.
- Tsuchiya, M., 1986. Thermostads and circulation in the upper layer of the Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 16, 235-267.
- Waliser, D. E., Gautier, C., 1993. A satellite-derived climatology of the ITCZ. *Journal of Climate*, 6, 2162-2174.
- Weiss, R.F., Price, B.A., 1980. Nitrous oxide solubility in water and seawater. *Marine Chemistry*, 8:347-359. doi:10.1016/0304-4203(80) 90024-9.

Apêndice 1

Ocean Modelling 111 (2017) 9–18



Contents lists available at ScienceDirect

Ocean Modelling

journal homepage: www.elsevier.com/locate/ocemod



Review

A study of the Brazilian Fernando de Noronha island and Rocas atoll wakes in the tropical Atlantic



Christine C. Tchamabi^{a,c,*}, Moacyr Araujo^a, Marcus Silva^a, Bernard Bourlès^{b,c}

^a Laboratório de Oceanografia Física Estuarina e Costeira (LOFEC), Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco (DOCEAN/UFPE), Av. Arquitetura s/n, 50740-550, Cidade Universitária, Recife, PE, Brazil

^b Institut de Recherche pour le Développement (IRD), LEGOS, France

^c Chair in Mathematical Physics and Applications (ICMPA-UNESCO Chair), UAC, Benin

article info

Article history:

Received 2 February 2016

Revised 13 December 2016

Accepted 26 December 2016

Available online 4 January 2017

Keywords:

Tropical Atlantic

Mathematical modelling

South equatorial current

Fernando de Noronha Island

Rocas Atoll

abstract

Observational data and numerical modeling were used to investigate oceanic current wakes surrounding Fernando de Noronha Island (3°51 S–32°25 W) and Rocas Atoll (3°52 S–33°49 W). These two Brazilian systems are located in the western tropical Atlantic region and are under the influence of the westward flow of the central South Equatorial Current (cSEC). In order to highlight the effects of wakes on ocean dynamics, two different numerical simulations were performed, using the Regional Oceanic Modeling System (ROMS): the first one including Fernando de Noronha Island and Rocas Atoll (Scenario I) and the second one with artificial removal of the island and atoll (Scenario NI). Simulations are validated through the Scenario I that well reproduces the wakes that give rise to the development of eddies downstream of FN and AR. These mesoscale structures have a strong influence on the thermodynamic properties surrounding the Island and the Atoll. Scenario NI allows evidence of the presence of an Island and Atoll shoaling mixed layer throughout the year, primarily on the western side of the Island and the Atoll. Mixing at the base of the mixed layer, inducing a subsurface cooling, is also enhanced in the downstream portion of the Island and Atoll, particularly when the cSEC is strengthened. These simulations support the “island mass effect” on the high productivity of subsurface waters generally observed on the western side of these islands.

© 2017 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The islands that cover approximately 3% of the earth's land surface are particularly productive environments, hosting notably high productivity and biodiversity with many endemic species. Several studies have shown a pronounced “island mass effect” in the higher primary production surrounding these seamounts (Jones, 1962; Hargraves et al., 1970; Moore and Sander, 1979; Sander, 1981), as first described by Doty and Oguri (1956). In the western tropical Atlantic, a strong oligotrophic ocean region, the Brazilian islands are referenced as an “oasis of life in an oceanic desert” (Hazin, 1993), and represent social and economic stakes from the marine national heritage of Brazil (Hazin et al., 1998). Eddies and turbulence usually occur in areas of islands and seamounts, which drive from the subsurface enriched waters to the surface, increas-

ing primary production and consequently enhancing mass and energy fluxes throughout the trophic chain (Oxenford et al., 1993). From nutrient data, Macedo et al., (1998) observed the occurrence of small-scale upwelling regions surrounding the islands and seamounts of the Northeast Brazil's Exclusive Economic Zone (EEZ). Travassos et al., (1997) indicated that these upwelling phenomena are weak and highly transient. Lessa et al., (1999) and Chaves et al., (2006) showed that primary production and ichthyofauna abundance appear to increase in areas adjacent to Fernando de Noronha Island and Rocas Atoll during the dry season of 1997 and the rainy season of 1998.

In this study, we limit our analysis to the area surrounding Fernando de Noronha Island (FN) and Rocas Atoll (AR), which are placed in the oligotrophic waters of the Brazilian EEZ in the western tropical Atlantic (Fig. 1a). These areas of interest are located at approximately the same latitude (3°51 S) and at longitudes 32°25 W and 33°49 W for FN and AR, respectively. Souza et al., (2013), by using *insitu* data, observed a topography–flow interaction on thermohaline structures in the Fernando de Noronha Chain (FN and AR respectively). Furthermore, they showed that nutrients

* Corresponding author at: LOFEC/DOCEAN/UFPE, Av. Arquitetura s/n, 50740-550, Cidade Universitária, Recife, PE, Brazil

E-mail addresses: karintaty2@gmail.com (C.C. Tchamabi), marcus@ufpe.br (M. Silva).

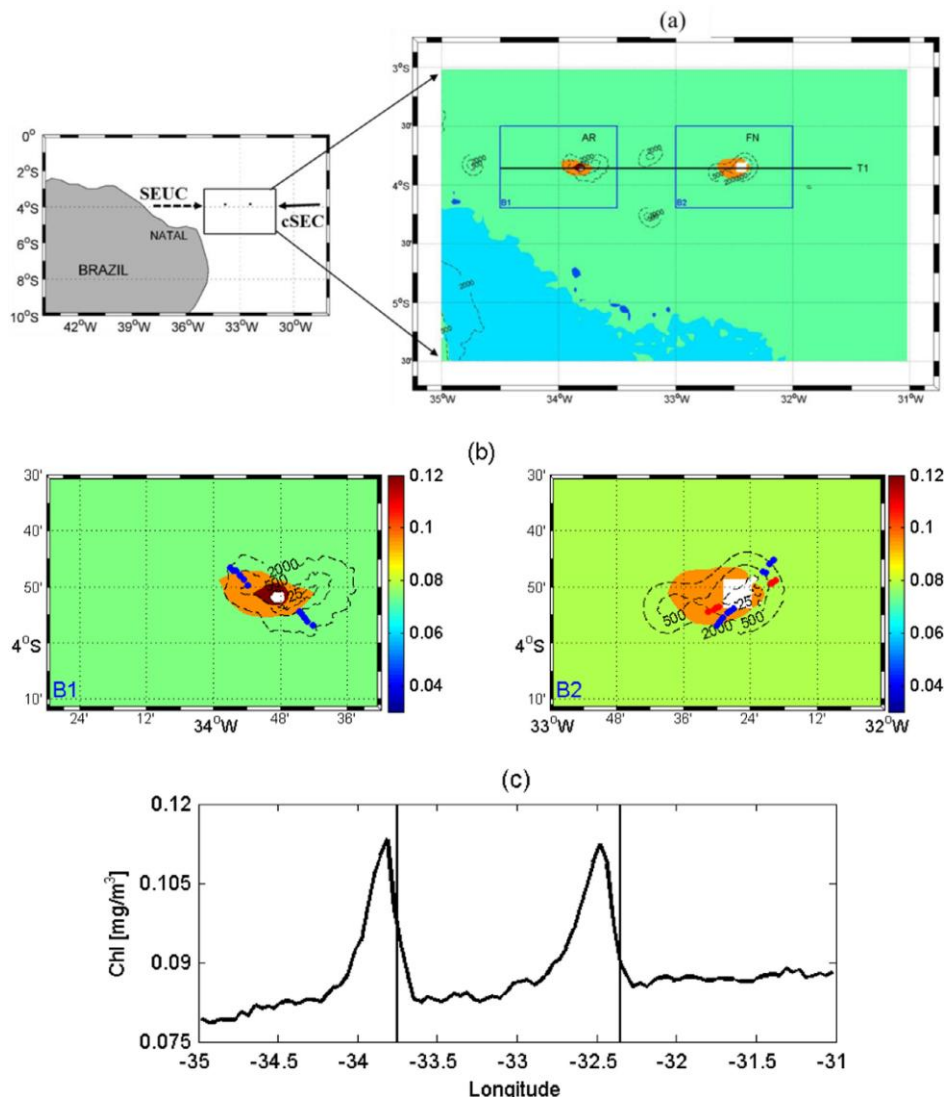


Fig. 1. (a) Integration domain surrounding Fernando de Noronha Island (FN) and Rocas Atoll (AR). The colored map represents the annual mean (2003–2014) of the Chlorophyll from MODIS. The thin dashed lines represent the 25 m (only in the Fig. 1b), 500 m and 2000 m isobaths. The colored dots represent the locations of CFI (blue) and CFIV (red). The main ocean currents in the region are the near surface westward cSEC (central branch of the South Equatorial Current) and the deeper eastward SEUC (South Equatorial Undercurrent). (b) 2D maps of the Chlorophyll in the box B1 (AR) and in the box B2 (FN). (c) Profile of surface chlorophyll concentration along the zone around the islands (± 4 km of width) where there is a potential influence of the FN and AR islands. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

exhibit an inverse linear relationship with temperature. Studies of Cordeiro et al., (2013) pointed out that the integrated chlorophyll over 100 m depth in the wake of AR and FN are in fact higher than upstream of these islands. Studies of Jales et al., (2015) done in AR proved that most environmental variables show a significant increase due to the turbulence downstream of the island. They showed an increase in the concentration of chlorophyll *a* and nutrients when the temperature in the mixed layer is reduced due to the influence of the South Atlantic Central Water. These authors confirmed that, despite the identification of mixture in the water

masses, there is no evidence of a cold spot in the surface waters. However, it has been found instead that warmer waters are found close to FN and AR in both collected sampling data (Souza et al., 2013). This relatively high productivity is also highlighted in the downstream of FN and AR by distribution, and by the high concentration of chlorophyll observed in the wake of these islands (Fig. 1b). Several studies suggested that this high productivity is due to locally induced topographic upwelling, which does not reach up to the sea surface (Ekau and Knoppers, 1999; Neumann-Leitão et al., 1999; Travassos et al., 1999; Becker, 2001).

Although all of these previous studies suggest that this nutrient enrichment in the wake of FN and AR are induced by physical processes, as far as we know, these mechanisms are still not documented.

The dynamics of the region are linked to the presence of the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) (Lumpkin and Garzoli, 2005). Associated to the warming of the sea surface temperature (SST), the humid ITCZ reaches its southernmost latitude near the equator during the austral summer (February–March) (Waliser and Gautier, 1993; Hounsou-Gbo et al., 2015). As a consequence, the predominant wind in the island area is the southeast trade wind, which strengthens between July and August.

FN and AR are under the influence of the central branch of the South Equatorial Current (cSEC) in the upper waters. This zonal current, which was first described by Molinari (1982), flows westward to join the North Brazil current (NBC) close to the Brazilian shore. Measurements of the cSEC at 3–7°S and 10–30°W show a seasonal variability expressed by a bimodal decrease until early April and November and strengthening in mid-July (Lumpkin and Garzoli, 2005). The subsurface FN and AR are impacted by the eastward flow of the South Equatorial Under current (SEUC). Reverdin et al., (1991b) evaluated the seasonal variability of the SEUC and showed that the SEUC is weakest from July to September in the eastern portion of the Atlantic and strongest in the western basin during this same period. Schott et al., (1998, 2003) and Stramma and Schott (1999) also studied the SEUC flow along two sections (35°W and 31°W) between 2°S and 5°S and indicated the small variability of the depth position of this undercurrent at 35°W in a depth range of 200–500 m between 2.5°S and 4°S.

The main goal of this study is to assess the thermodynamic properties, processes and influence of the island mass-induced disturbances surrounding the FN and AR, by using a high-resolution numerical model. To achieve this, we neglect the potential impact of the wind wake on the upper ocean and we focus our study on ocean dynamics responsible for the Chlorophyll enrichment. The observational dataset, model configuration and simulation scenarios are described in Section 2. In addition to simulation with the presence of islands (Scenario I), an idealized configuration (without islands, Scenario NI) was also simulated. The results from scenario I are compared with the available observational dataset, in order to validate the simulation. Then, differences between two scenarios are examined. Simulation results, including model validation, are presented and discussed in Section 3. The last section provides the conclusions and outcome perspectives of this work.

2. Data and model

2.1. Observational dataset

Model performance evaluation and validation were performed using climatological numerical results compared with different in situ, satellite and blended datasets. The simulated Sea Surface Temperature (SST) is compared using three datasets: the Group for High Resolution Sea Surface Temperature (GHRSSST) from the JPL, our Ocean group, the World Ocean Atlas 2013 (WOA) climatological fields from the National oceanographic Data Center of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), and the MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) from the Aqua satellite of the National Aeronautics and Space Administration (NASA).

Based on a global 9/100° grid, the GHRSSST analysis uses satellite data and in situ data from drifting and moored buoys (Chao et al., 2009). This 1 km daily SST (G1SST), produced on an operational basis, is available at http://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/JPL_OUROCEAN-L4UHfnd-GLOB-G1SST for the world's oceans.

WOA is a monthly global ocean SST dataset based on a quarter-degree latitude–longitude grid (<https://www.nodc.noaa.gov/OCS/woa13/pubwoa13.html>). This data is used to compare the ocean with the temperature vertical profiles produced by numerical simulations.

SST MODIS are monthly data gridded for the global ocean at 4 km. The chlorophyll data are also provided by MODIS at the same resolution spatial and temporal. The SST & chlorophyll MODIS data are available at <http://gdac1.sci.gsfc.nasa.gov/>. *In situ* temperature data obtained during the “Camadas Finas” (CF) campaigns are used to illustrate disturbances/alterations occurring in FN and AR. These cruises have been conducted in oceanic areas and on the continental shelf of Brazil using the Research Vessel *Cruzeiro do Sul* of the Brazilian Navy in July 2010, September 2012, October 2013 and August 2014 for CF-I, CF-II, CF-III and CF-IV, respectively.

Numerically generated surface currents are compared with the surface velocity measurements of the Global Drifter Center of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (www.aoml.noaa.gov/phod/dac/dacdata.html). These monthly mean climatology data fields are obtained from satellite-tracked drifting buoy observations at a gridded resolution of 0.5° (Lumpkin and Johnson, 2013).

2.2. Model description and simulation scenarios

Numerical simulations were performed with the Regional Oceanic Modeling System (ROMS) (Shchepetkin and McWilliams, 2005), which is a three-dimensional, free surface, terrain-following numerical model that solves the Navier–Stokes primitive equations in an Earth-centered rotating environment following the Boussinesq approximation and the hydrostatic equilibrium. We used the ROMS version developed by the French Institut de Recherche pour le Développement (IRD). This configuration was built with the ROMSTOOLS package (Penven et al., 2008). For a more complete description of the model, refer to Haidvogel et al., (2000) and Shchepetkin and McWilliams (2005). To avoid spurious diapycnal mixing and loss of water masses, the rotated split upstream-biased advection scheme is adapted (Marchesiello et al., 2009; Lemarié et al., 2012). An implementation of the non-local K-profile planetary (KPP) boundary layer scheme proposed by Large et al., (1994) allows to parameterize the unresolved vertical subgrid-scale processes.

We use a limited grid domain with a horizontal grid resolution of 1/70° (i.e., ~1.5 km), extending from 35°W to 31°W in longitude and from 3°S to 5.5°S in latitude (Fig. 1) to include the main characteristics that interact in the circulation surrounding the islands. This high resolution takes into account the presence of AR and FN, which are small (0.36 km² and 26 km² of emerged land, respectively). For good bottom topography resolution, detailed and updated cartographic data from the Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) were used and merged with the 0.5 resolution GEBCO database (Global Earth Bathymetric Chart of the Oceans, <http://www.gebco.net/>). The model was vertically discretized with 40 sigma levels using the stretching parameters set to enable sufficient horizontal resolution in the upper ocean everywhere in the integration domain and also near the bottom, primarily in the surrounding areas of the island (Song and Haidvogel, 1994). After interpolation, the bathymetry was smoothed (Beckmann and Haidvogel, 1993) to prevent large pressure gradient errors (Haney, 1991).

At the surface, the heat and freshwater flux introduced in the model are the monthly averaged fields gridded at 0.5° provided by the Comprehensive Ocean–Atmosphere Data Set (COADS) (da Silva et al., 1994). To improve the numerical solution, the higher resolution (9.28 km) SST from Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) – Pathfinder was used in the heat flux calculation

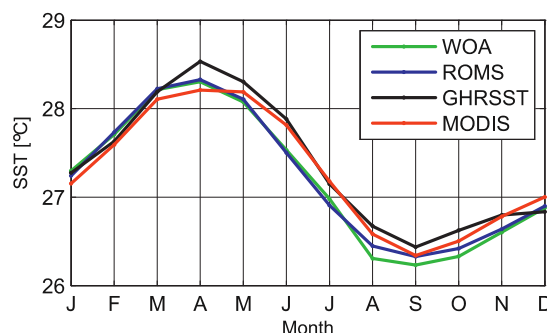


Fig. 2. Seasonal evolution of SST averaged in the integration domain: WOA (green solid line), ROMS model (blue solid line), GHRSSST (black dashed line) and MODIS (red solid line). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

(Casey and Cornillon, 1999). The surface wind stress used in the simulation is the monthly climatology product of the NASA Quick Scatterometer (QuikSCAT), also known as SCOW (Scatterometer Climatology of Ocean Winds). This data field gridded at 0.25° resolution (Risien and Chelton, 2008). The model was initiated and forced at the four horizontal open boundaries by temperature and salinity distributions (and induced geostrophy) extracted from the monthly climatology of the World Ocean Atlas 2013 (WOA). Similar approach using ROMS model has been also configured to investigate the impacts of small islands in the central equatorial Pacific (Karnauskas et al., 2016).

Both simulations (I and NI) were integrated for 10 years with a 4-min model time step and outputs averaged every 2 days. The processing was done in a Linux computer of 8 CPUs and each year of 2*10-years simulation required approximately 1.5 days to complete. The established solution was achieved after the second simulation year (spin-up period). It should be stressed that the wind-forcing used in the simulations does not change for scenarios I and NI.

3. Results and discussion

We focus on two different regions characterized by the influence of the islands (Fig. 1): the region AR (B1, $34.5^\circ\text{--}33.5^\circ\text{W}$; $4.2^\circ\text{--}3.5^\circ\text{S}$) and the region of FN (B2, $33^\circ\text{--}32^\circ\text{W}$; $4.2^\circ\text{--}3.5^\circ\text{S}$). Note that the downstream impact of these islands are attenuated fast enough west of each island and then AR is not influenced by FN, as showed by the profile of the chlorophyll (Fig. 1c).

3.1. Model validation

In this section, we compare the ROMS simulation results (scenario I) with observational data. The simulation results indicated that the model is in good agreement with the thermodynamic properties found in the region. Indeed, the model accurately reproduces seasonal SST cycle and vertical profiles of temperature during the warm and cold seasons. Fig. 2 shows the monthly climatology SST based on the model outputs (blue line), MODIS (red line), GHRSSST (dashed black line) and WOA (green line). A pronounced seasonal cycle is observed, which globally follows the zonal migration of the ITCZ (Waliser and Gautier, 1993; Hounsou-Gbo et al., 2015). The observations and model present an SST increase from September to April followed by a decrease from April to September. The warmest season occurs from March to May, when the presence of the Southwestern Tropical Atlantic Warm Pool (SST $> 28^\circ\text{C}$) is verified (Silva et al., 2009; Hounsou-Gbo et

al., 2015; Cintra et al., 2015), and peak values occur in April. In contrast, the coldest season occurs between August and November (SST $\sim 26.5^\circ\text{C}$), with the minimum values occurring in September. We note that GHRSSST SSTs generally display a warm bias from April to December compared with the other SST climatologies. The model results show a cold bias (max 0.4°C) between April (May) and November (December) compared with the satellite observations and GHRSSST (MODIS) data. No significant bias was found between the averaged ROMS model SST and WOA data. These behaviors might be explained by the fact that these different climatologies were generated from different data series; the WOA climatological contains data from the 1900s, whereas MODIS is based on a 10-years dataset (2003–2012) and GHRSSST is based on only 4 years (2010–2014).

Vertical profiles of temperature are plotted in Fig. 3 for the 8 different sites represented by black dots in Fig. 1a. These locations correspond to the positions closer to the islands where WOA data are available. The simulated and observed profiles are presented for the warmest season (March–May, red color) and the coldest season (August–October, blue color). The model and the observation are in good agreement with the smallest bias in the warmest season. The observations and model results confirm that the upper ocean layers in the study region are occupied by the warm Tropical Surface Water in the surface layer and by the Central Water underneath (Stramma and Schott, 1999).

Fig. 4a and b presents a comparison between the annual averaged ROMS currents and the averaged DRIFTER observed currents at a depth of 15 m (drogue level of the drifters; Lumpkin and Johnson, 2013). The presence of the westward cSEC is observed in the entire region (Molinari, 1982; Lumpkin and Garzoli, 2005). The modeled current accurately represents the mean surface structure of the cSEC in the region, although it slightly underestimates the current field toward the western boundary where the zonal flow slowly gains a meridional component. This relative weakening of the modeled currents on the westernmost side of the integration domain might occur because the continental slope (which is responsible for the western boundary current intensification) was not considered in the model configuration.

The seasonal evolution of the zonal current and its bias are presented in Fig. 4c. Compared with the observation, the model satisfactorily represents the yearly current variation. A weak seasonal variability of the zonal current is verified in the simulation, which also was reported in measurements by Stramma and Schott (1999). The model results and observed data indicate that the current strengthens from March to July (max $\sim 0.35\text{ m s}^{-1}$) and remains weak during the rest of the year. This main feature of the cSEC flow was broadly described by Molinari (1982). However, the observed current intensification from April to June is not fully reproduced in the simulation, but the verified bias values remain small enough for the scope of this study.

The simulation performance indicates that the model is able to reproduce the main thermodynamics and surface circulation in the oceanic region of FN and AR.

3.2. Island-induced wake

In this section, we examine the changes induced by the presence of these islands on the surrounding sea features.

Figs. 5 and 6 present the averaged numerical results in scenario I and the difference between both scenarios in Mar–Jul (period of cSEC strengthening, left panels) and in Aug–Feb (right panels), respectively, for FN (Fig. 5) and AR (Fig. 6). Snapshots of the relative vorticity maps in scenario I on June 15th (left panel) and on September 15th (right panel) are also presented in these figures. Note that the difference between scenario I and NI (i.e., I–NI) in

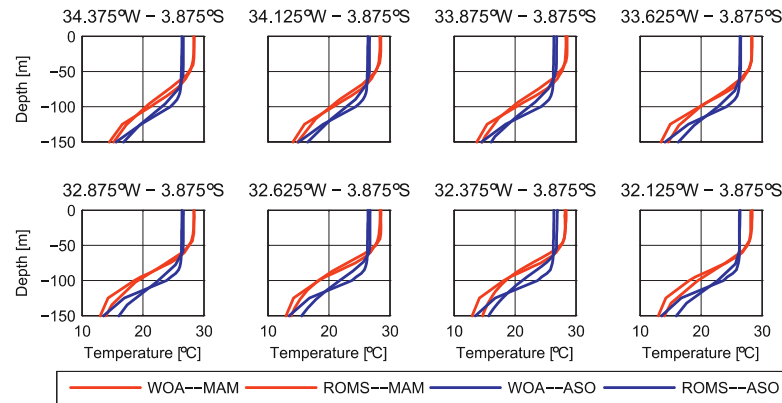


Fig. 3. Vertical profiles of temperature [°C] in the study area. The solid/dashed lines correspond to model/WOA data. Averaged profiles for the warmest season (March–May) are plotted in red, and those of the coldest season (August–October) are represented by blue lines. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

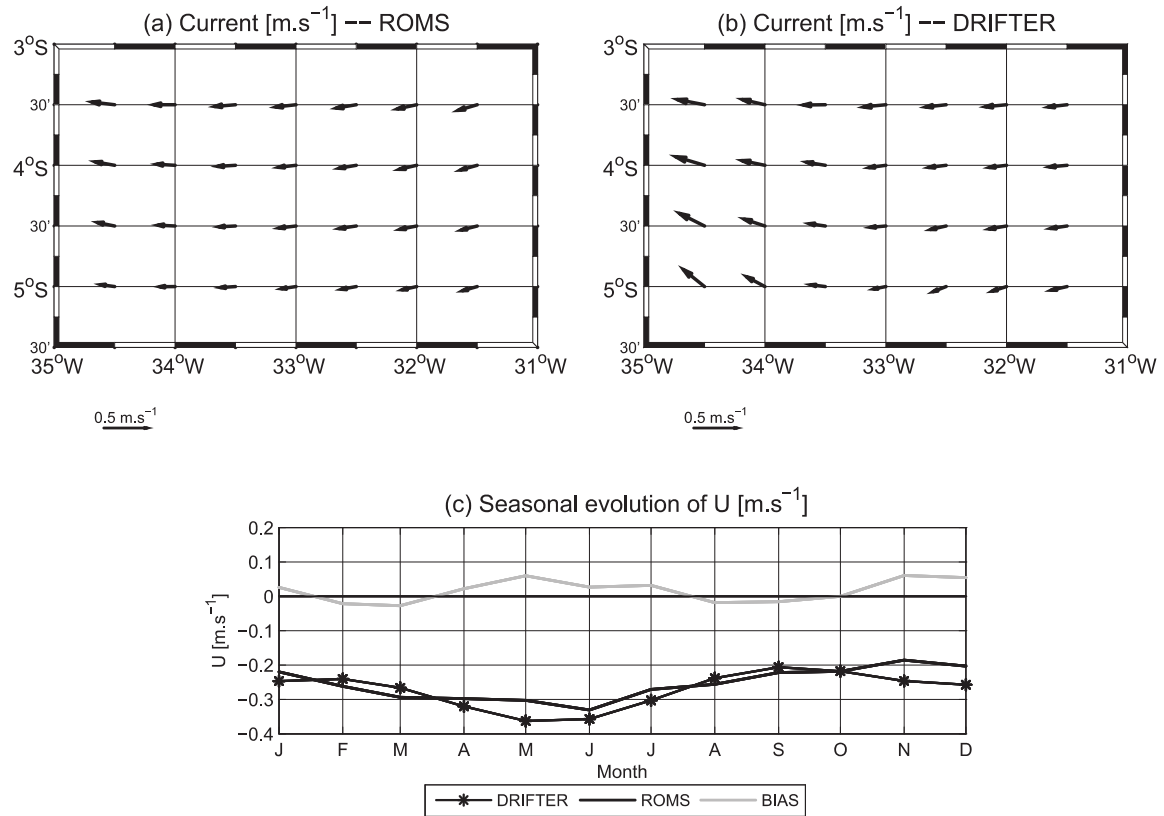


Fig. 4. Current at 15 m depth: (a) annual averaged model simulation scenario I, (b) annual averaged DRIFTER observation, (c) seasonal evolution of zonal current over the domain integration: ROMS shown in black solid line, DRIFTER shown by the black star solid line, and the difference (ROMS-DRIFTER) shown by the gray line.

Figs. 5 and 6 represents the associated effect of islands as portrayed by the ROMS simulations.

The islands represent an obstacle for current and wind circulation. However, FN and AR contain small hills (area of 26 km² and a highest elevation of 323 m from the mean sea level (MSL) for FN,

and area of 0.36 km² and a highest elevation of 6 m from the MSL for AR).

The wake region of AR is smaller (Fig. 6) than that of FN (Fig. 5), which could be the result of the difference between the sizes of both obstacles.

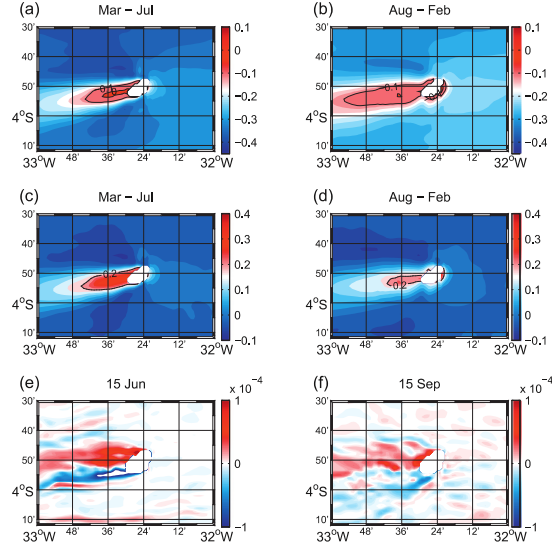


Fig. 5. Averaged numerical results obtained at the surface for Mar–Jul in left panels (period of cSEC strengthening) and for Aug–Feb in right panels for FN (box B2, 33–32°W; 4.2–3.5°S in Fig. 1). (a) and (b) for the zonal current [ms^{-1}] in scenario I; (c) and (d) for the difference (I–NI) in zonal current [ms^{-1}]. (e) and (f) are snapshots of the relative vorticity [s^{-1}] maps at the surface in scenario I for June 15th (left panel) and September 15th (right panel).

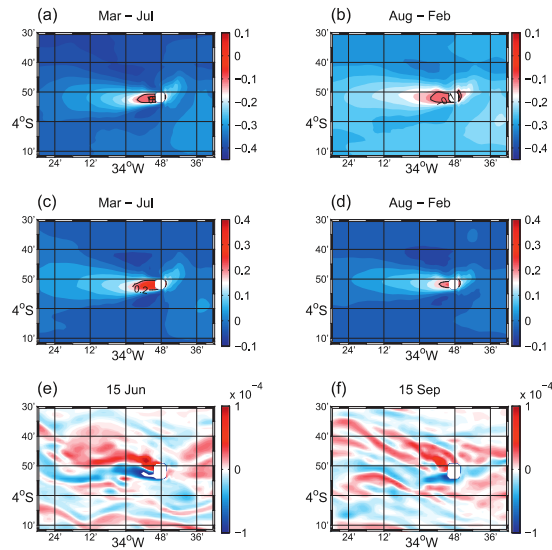


Fig. 6. Averaged numerical results obtained at the surface for Mar–Jul in left panels (period of cSEC strengthening) and for Aug–Feb in right panels for AR (box B1, 34.5–33.5°W; 4.2–3.5°S in Fig. 1). (a) and (b) for the zonal current [ms^{-1}] in scenario I; (c) and (d) for the difference (I–NI) in zonal current [ms^{-1}]. (e) and (f) are snapshots of the relative vorticity [s^{-1}] maps at the surface in scenario I for June 15th (left panel) and September 15th (right panel).

As previously mentioned, the westward cSEC flow, which is present in the upper ocean waters ($\sim 200\text{ m}$), exhibits a weak seasonal variability with a relative intensification from March to July. Thus, in our analysis, two time frames should be distinguished: the period of the “strong” incident current (March–July) and the period of “weak” incident current (August to February).

In agreement with the flow anomalies (Fig. 5c and d and Fig. 6c and d), the mean current is greatly weakened ($\sim 0.2\text{ m s}^{-1}$) downstream of FN and AR (the so-called current wake) for both periods (Fig. 5a and b and Fig. 6a and b). These structures were previously reported in the literature, as observed by Coutis and Middleton (1999) during conditions of “weak” incident currents at Cato Island and by Gove et al., (2006) at Jarvis Island (in Pacific Ocean). By using numerical modeling, Karnauskas et al., (2016) noted also a reduction of the SEC downstream of the Gilbert Islands (in the central equatorial Pacific) by over 0.2 m s^{-1} .

Gove et al., (2006) identified the strong upstream and weak downstream stream patterns on either side of the island as wake effects. In addition, similar to the observations at Aoga-Shima Island (in the Philippine Sea, Hasegawa et al., 2004) and Green Island (offshore from Taiwan, Chang et al., 2013), the flow is accelerated (approximately) on the northern and the southern flank just downstream of the islands. We attribute this circulation effect to the separation flow on both sides of the islands due to blocking of the westward surface current.

Under the “strong” incident flow conditions, this effect response is stronger with a weakened return current directed against the prevailing upstream flow. Under the “strong” incident flow conditions, the current wake response is stronger with a weakened return current directed against the prevailing upstream flow. Fig. 5e and f and Fig. 6e and f show eddies generated by the current perturbations induced by FN and AR respectively, and are represented by the relative vorticity ($\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$) for scenario I (this pattern is not observed in configuration NI, and thus it is not shown). These mesoscale structures are also found downstream of different islands (Chopra, 1973; Aristegui et al., 1994; Caldeira et al., 2001; Barton et al., 2004) and are located on the western side of FN and AR. These vortices spin up in cyclonic eddies on the northern side and in anticyclonic eddies on the southern side of FN and AR and are determined respectively by positive and negative values of the relative vorticity. These eddies may promote vertical mixing, by interacting with the wake of relatively warm surface waters and influencing the upper mixed layer structure surrounding the islands (Aristegui et al., 1994). Caldeira et al., (2005) show that these effects are associated with island presence and that current wakes can promote reduction of mixed layer and cooling waters.

The eddies present in the water column (see also Fig. 8a and b extracted at 60 m) have an elongated shape with cyclonic eddies well defined from January to August and have a strong positive vorticity from March to June (not shown).

The simulation results were used to calculate the annual average of the MLD and the difference (I–NI) of the MLD surrounding FN and AR (Fig. 7). For the MLD calculation, we adopted the same criterion proposed by Foltz et al., (2003), de Boyer Montégut et al. (2004), Silva et al., (2009) and Cintra et al., (2015) for the tropical Atlantic (see Appendix A for additional information). Note that the negative values of the difference in MLD represent decreases of the MLD in the presence of islands.

The simulated MLD is found between 55 m and 75 m, with slightly smaller values (55–65 m) on the western sides of both islands. Generally, the ML is thinner from March to June, during the warm season, when the sharp thermocline isolates surface waters from deeper cold masses. The MLD from climatology exhibits a seasonal variability ranging from 40 m to 90 m (not shown). This range of values (45–80 m, average of 60 m) was previously ob-

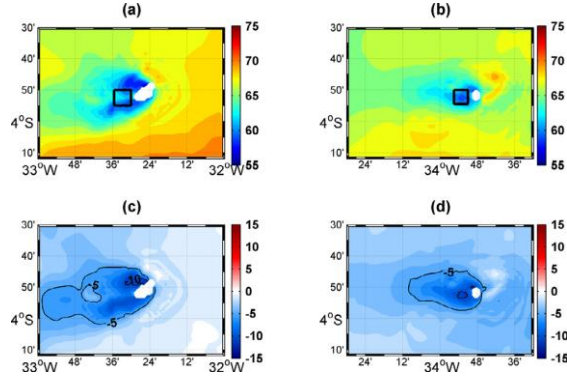


Fig. 7. Annual mean of the MLD [m] in scenario I (a and b) and the difference of MLD [m] between scenarios I and NI (I-NI; c and d) for FN (left) and AR (right), respectively. The black lines represent the contours for -5 m and -10 m.

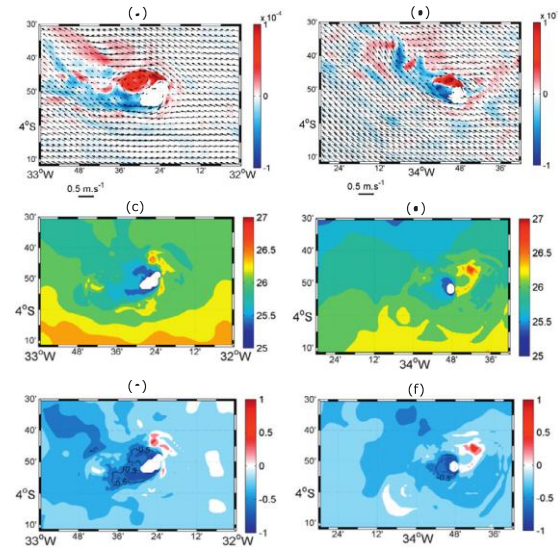


Fig. 8. Snapshot maps of relative vorticity [s^{-1}] in scenario I in June 15th (a and b) with superimposed the current vectors at 60 m depth. Temperature [$^{\circ}C$] in June at 60 m depth (c and d) and the difference (I-NI) in the temperature [$^{\circ}C$] (e and f) for FN (left panels) and AR (right panels), respectively. The black lines represent the isotherm for -5 $^{\circ}C$.

served by Travassos et al., (1999). The spatial distributions of the MLD differences between scenarios I and NI (Fig. 7c and d, respectively) show that the presence of the islands leads to a decrease of the MLD in the surrounding regions. The decrease in MLD is strong (> 5 m) on the western side of each.

3.3. Detection of subsurface cooling

Following the observations of Travassos et al., (1999), we consider the depth of 60 m as the averaged MLD in the study area. Fig. 8a and b presents the relative vorticity at 60 m surrounding FN and AR as obtained from simulation (scenario I) on June 15th (representative of the stronger cSEC flow period). In June, at the same depth, the maps of local temperature from simulated scenario I exhibit a cooling of the subsurface waters, presenting intensified effects surrounding the western coasts (also in April and

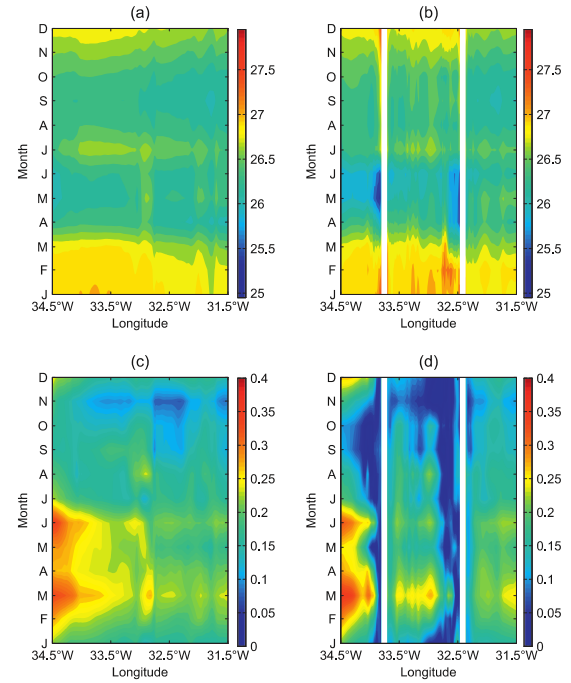


Fig. 9. Hövmöller diagrams of the temperature [$^{\circ}C$] (a and b) and of the current [ms^{-1}] (c and d) at a 60 m depth for the section T1 (zonal transect crossing FN and AR, see Fig. 1a) in scenario NI (left panels) and in scenario I (right panels), respectively. White vertical lines represent FN and AR.

May; not shown). This verified pattern is more expressive for FN (Fig. 8c and d). The spatial distributions of temperature difference (I-NI) for the same period indicate that the presence of the islands induces a cooling downstream of the islands (Fig. 8e and f). This cooling also occurs down to 80 m depth nearly throughout the year (not shown).

Fig. 9 presents Hövmöller diagrams of the temperature (Fig. 9a and b) and the current (Fig. 9c and d) at a 60 m depth along section T1 (zonal transect crossing FN and AR; see Fig. 1). The temperature diagram of scenario NI shows temperatures greater than $26^{\circ}C$ throughout the year with two periods of lower temperatures in April–June and August–October. In scenario I, the temperature cooling, as previously mentioned (see Fig. 8), is clearly visible on the western side of both islands from April to June (Fig. 9b). This cooling on the temperature distributions at 60 m depth occurs downstream of both islands, extending approximately 20 km and 15 km away from FN and AR, respectively. The current Hövmöller diagrams indicate that the island presence weakens the flow downstream of FN and AR throughout the year (Fig. 9d). During the months of April to June, the reduction of current west of the islands (I) is more pronounced, considering that this is the period of cSEC intensification (NI). This reduction of the flow, also noted in Figs. 5 and 6, was also noticeable in the Pacific Ocean by the downstream influence of the Gilbert Islands (Karnauskas et al., 2016).

Fig. 10 presents the seasonal evolution of the temperature at 60 m depth (at the base of the MLD, top panels) and the $20^{\circ}C$ isotherm depth (D20 representative of the thermocline depth in the tropical Atlantic (Houghton, 1983; Reverdin et al., 1991a; bottom panels) for scenarios I (solid lines) and NI (dashed lines) inside the downstream box of each island (Fig. 7a and b for FN and

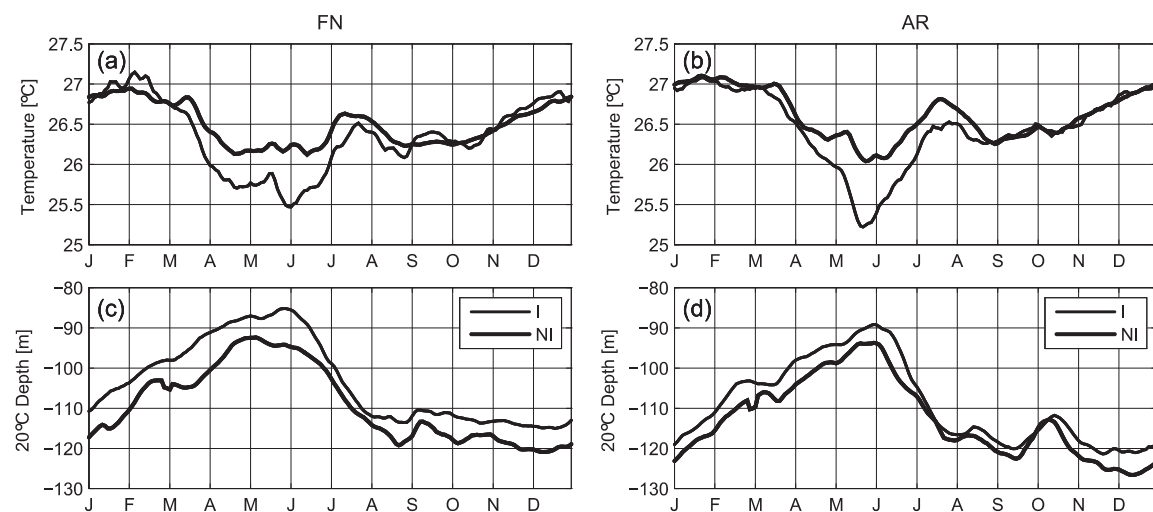


Fig. 10. Every two-day time series (one year) of the temperature at a 60 m depth (a and b) and the depth of the 20°C isotherm (c and d) in the western box of FN (left panels) and in the western box of AR (right panels), respectively (see Fig. 7a and b for boxes). Scenario NI shown by dashed line and scenario I shown by solid line.

AR, respectively). In FN, the temperature (Fig. 10a) shows a similar seasonal variability in the two analyzed scenarios (I and NI). From September to February, which corresponds to the period of subsurface warm waters, the temperature values are quite similar for the two scenarios. In the period of March–August, a significant difference is observed between scenarios I and NI, with colder waters in scenario I. The difference between the two scenarios is well marked ($\sim 0.5^\circ\text{C}$) in May–June. Considering the AR, the temperatures of both scenarios (Fig. 10b) presents a seasonal evolution similar to that of FN, i.e., similar values from September to February and a marked difference from March to August. In this case, the difference is well marked during May ($\sim 0.8^\circ\text{C}$), with lower temperatures (approximately 25.3°C) in scenario I. For temperature, the D20 evolution (Fig. 10c and d) exhibits similar variability in both scenarios and for both islands. The evaluated pattern presents a shallower thermocline (85–100 m) from April to June and a deeper thermocline during the rest of the year.

It is interesting to note that the D20 is usually shallower in scenario I than in scenario NI for FN and AR. These observations support the idea that the ocean wake induces subsurface water-cooling, which is associated with a shallow thermocline, on the western side of these islands from April to June.

3.4. Impact of FN and AR on the mixed layer temperature tendency

In this section, the major contribution to upper layer temperature tendency are used to determine which processes drive the subsurface cooling occurring downstream of FN and AR. This contribution was examined using the temperature diagnostic outputs of the ROMS model (see Appendix B for details), following the same representation of Juanno et al., (2011). Fig. 11 shows the difference of the contribution to the mixed layer temperature tendency of the mixing term for FN (Fig. 11a) and AR (Fig. 11b). Fig. 5 illustrated that the current is considerably weakened downstream of FN and AR. The cSEC flowing westward is disrupted by the bathymetry of FN and AR that have generated current wake with formation of wake eddies downstream of these islands. The resulting perturbation induces mixing by a cooling of $\sim 0.05^\circ\text{C}/\text{days}$ on about 20 km downstream of these islands. This mechanism, driven by the current wake eddies-induced mixing, has already

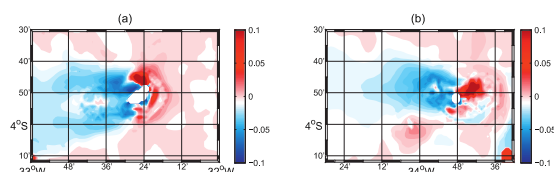


Fig. 11. Horizontal mean maps of the difference (I-NI) of the mixing term, the most important contribution to the mixed layer temperature tendency ($^\circ\text{C}/\text{days}$) for cooling (a) for FN (left panel) and (b) for AR (right panel).

been investigated in the Southern California Bight (Caldeira and Marchesiello, 2002; Caldeira et al., 2005).

This process acts to cool waters in the base of the mixed layer depth, as commented previously, and is highlighted by the high productivity downstream of these islands and some evidences in the observation data. Previous studies by Souza et al., (2013); Cordeiro et al., (2013) and Jales et al., (2015) support our results, which show that it exists a subsurface cooling induced by mixing (Gove et al., 2016). *In situ* temperature data of CF, shown in Fig. 12, also highlights this mechanism. Indeed, the MLD is shallower in the western (~ 55 m) side than in the eastern side (~ 65 m) that could imply a subsurface cooling evidenced here by the depth of the 18°C isotherm and the thermocline (D20), which is generally uplifted in the western side of each island (Fig. 12). The D20 change are about 10 m between the east and west sections and are also in the same magnitude obtained from model results when considering and not considering islands (see Fig. 10c and d). In agreement with previous studies (Ekau and Knoppers, 1999; Neumann-Leitão et al., 1999; Travassos et al., 1999; Becker, 2001; Souza et al., 2013 and Jales et al., 2015) and the Fig. 12, this cooling does not reach until the surface.

Several studies (e.g. Souza et al., 2013) explain that the existence of a warm surface layer above a colder and denser subsurface layer in the tropical zone could create permanent thermoclines. They argue that this process tends to inhibit the upward flow of colder and nutrient-rich deeper waters into the surface. This char-

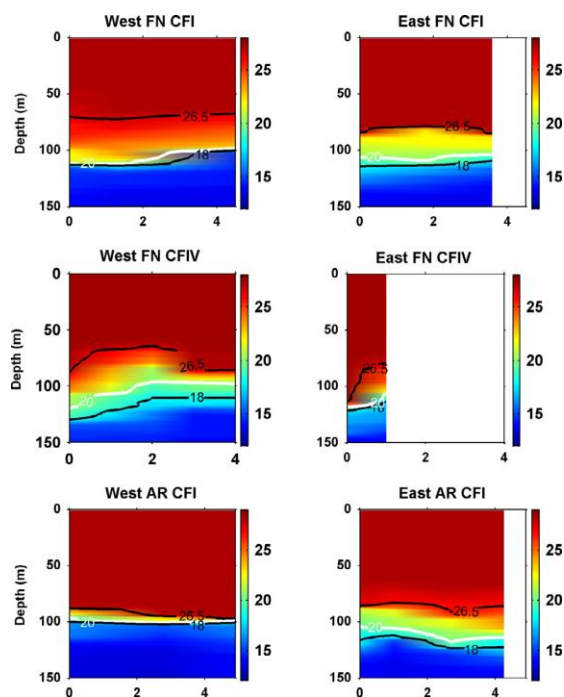


Fig. 12. Vertical section of temperature in the western side (left panels) and eastern side (right panel) of FN (upper panels) and AR (bottom panel) from data of CFI and CFIV. The 18 °C and 26.5 °C isotherms are given by the black lines and the 20 °C isotherm by the white line.

acteristic could be one of the central elements impeding any surface cooling.

4. Summary and future perspectives

In this study, we analyzed the impact of oceanic current wakes of Fernando de Noronha Island (FN) and Rocas Atoll (AR) on the ocean circulation in order to determine physical processes responsible for observed downstream chlorophyll enrichment. We first ensured that the ROMS simulations reproduce the main properties that characterize the study area. We used two different scenarios in the numerical simulations: one based on the presence of islands, i.e. with islands (I), and another in which the islands are artificially excluded, i.e. without islands (NI). Both simulations were performed using the same configuration and spatial resolution. The real scenario (I) was used to compare the model outputs with the low-resolution data available for this region and to allow us to highlight the oceanic current wakes evidenced in scenario NI afterwards.

A weakening of the surface current (cSEC) is clearly observed downstream of the islands (western side) close to the coast. A small-scale cooling was detected at the base of the mixed layer in the west of FN and AR. This subsurface cooling, which is primarily driven by the disruption of the cSEC by the bathymetry of islands, results from the action of eddies downstream FN and AR through turbulent mixing. These processes bring enrichment of nutrients from the subsurface to the euphotic layer (Doty and Oguri (1956); Caldeira et al., 2005; Gove et al., 2016) of FN and AR that reinforce the high productivity of these regions and therefore the occurrence of the “island mass effect”. This statement confirms the assump-

tions previously reported by other authors, such as Travassos et al., (1999), Souza et al., (2013) and Jales et al., (2015).

A potential outcome of this work is the possibility of coupling the ROMS with biogeochemical modeling that could confirm the previous assessment of productivity.

Acknowledgements

This work is a contribution to INCT AmbTropic, Brazilian National Institute of Science and Technology for Tropical Marine Environments, CNPq/FAPESB (grants 565054/2010–4 and 8936/2011). We are grateful to four anonymous reviewers for their valuable comments. C. C. T. thanks Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco (FACEPE) for support via grant IBPG-0973-1.08/12 and the International Chair in Mathematical Physics and Applications (ICMPA-Unesco Chair), UAC, Bénin. This paper also represents a contribution to Project Pólo de Interação para o Desenvolvimento de Estudos Conjuntos em Oceanografia do Atlântico Tropical (PILOTE), CNPq-IRD grant 490289/2013–4.

Appendix A

Without any significant salinity stratification, one can use the Foltz et al., (2003), de Boyer Montégut et al. (2004), Silva et al., (2009) and Cintra et al., (2015) following criterion (instead of a sigma one) to compute the MLD:

$$\text{MLD} = z(\text{SST} + T) \quad (1)$$

with $T = -0.5^\circ\text{C}$

Appendix B

The diagnostic outputs of the ROMS model are computed using the following equation, with all terms expressed in °C/s:

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} = & \underbrace{-\frac{u\partial T}{\partial x} - \frac{v\partial T}{\partial y} - \frac{w\partial T}{\partial z}}_{adv} + k_h \underbrace{\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}}_{mixH} + k_v \underbrace{\frac{\partial^2 T}{\partial z^2}}_{mixV} \\ & + \underbrace{\phi}_{forc} \end{aligned} \quad (2)$$

where T is the mixed layer temperature, t is the time, (u, v, w) are the respective velocity components for the x , y and z directions, k_h and k_v are the respective diffusion coefficients for the horizontal and vertical directions, $rate$ is the rate of temperature change, adv represents the advection term, $mixH$ is the horizontal mixing term, $mixV$ is the vertical mixing term and where $mix = mixH + mixV$, and the last equation term $forc$ represents the sum of the surface net heat flux used for forcing the model and nudging.

References

- Aristegui, J., Sangrá, P., Hernández-Léon, S., Cantón, M., Hernández-Guerra, A., Kerling, J.L., 1994. Island induced eddies in the Canary Islands. *Deep Sea Res., Part I* 41, 1509–1525.
- Barton, E.D., Aristegui, J., Tett, P., Pérez, E.N., 2004. Variability in the Canary Islands area of filament-eddy exchanges. *Progr. Oceanogr.* 62, 71–94.
- Becker, M., 2001. Hidrologia dos Bancos e Ilhas oceânicas do Nordeste Brasileiro, uma Contribuição ao Programa REVIZEE. São Carlos, 151f. Thesis (Doutorado in Ecology and Natural Resources) - Centro de Ciências Biológicas e da Saúde. Universidade Federal de São Carlos.
- Beckmann, A., Haidvogel, D.B., 1993. Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount. Part I: problem formulation and model accuracy. *J. Phys. Oceanogr.* 23, 1737–1753.
- Caldeira, R.M.A., Groom, S., Miller, P., Pilgrim, D., Nezhlin, N.P., 2001. Sea-surface signatures of the island mass effect phenomena around Madeira Island, Northeast Atlantic. *Remote Sens. Environ.* 80, 336–360.

- Caldeira, R.M.A., Marchesiello, P., 2002. Ocean response to wind sheltering in the Southern California Bight. *Geophys. Res. Lett.* 29 (13), 1635. doi:10.1029/2001GL014563.
- Caldeira, R.M.A., Marchesiello, P., Neelin, N.P., DiGiacomo, P.M., McWilliams, J.C., 2005. Island wakes in the Southern California Bight. *J. Geophys. Res.* 110, 1–20. doi:10.1029/2004JC002675.
- Casey, K.S., Cornillon, P., 1999. A comparison of satellite and in situ based sea surface temperature climatologies. *J. Clim.* 12, 1848–1863.
- Chang, M., Tang, T.Y., Chao, S., 2013. Kuroshio-induced wake in the lee of Green Island off Taiwan. *J. Geophys. Res.: Oceans* 118, 1508–1519.
- Chao, Y., Li, Z., Farrara, J.D., Huang, P., 2009. Blending sea surface temperatures from multiple satellites and in-situ observations for coastal oceans. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 26, 1415–1426.
- Chaves, T.B.C., Mafalda, J.R.P., Santos, C., Souza, C.S., Moura, G., Sampaio, J., Melo, G., Passavante, J.Z.O., Feitosa, F.A.N., 2006. Planktonic biomass and hydrography in the Exclusive Economic Zone of Brazilian Northeast. *Trop. Oceanogr. Online* 34 (n. 1), 12–30.
- Chopra, K.P., 1973. Atmospheric and oceanic flow problems introduced by islands. *Adv. Geophys.* 16, 297–421.
- Cintra, M., Lentini, C.A.D., Servain, J., Araújo, M., Marone, E., 2015. Physical processes that drive the seasonal evolution of the southwestern tropical Atlantic warm pool. *Dyn. Atmos. Oceans* 7, 1–11.
- Cordeiro, T.A., Brandini, F.P., Rosa, R.S., Sassi, R., 2013. Deep chlorophyll maximum in western equatorial Atlantic - how does it interact with Islands Slopes and Seamounts? *Mar. Sci.* 3 (1), 30–37.
- Coutis, P.F., Middleton, J.H., 1999. Flow-topography interaction in the vicinity of an isolated, deep ocean island. *Deep-Sea Res.* 46, 1633–1652.
- da Silva, A.M., Young, C.C., Levitus, S., 1994. Atlas of surface marine data 1994, vol. 1, algorithms and procedures. In: NOAA Atlas NESDIS 6. U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS, USA, p. 74.
- de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A.S., Lazar, A., Iudicone, D., 2004. Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res.* 109, C12003. doi:10.1029/2004JC002378.
- Doty, M.S., Oguni, M., 1956. The island mass effect. *Consell Int. pour l'Explor. de la Mer* 22, 33–37.
- Ekau, W., Knoppers, B., 1999. An introduction to the pelagic system of the northeast and east Brazilian shelf. *Arch. Fish. Mar. Res.* 47 (2–3), 113–132.
- Foltz, G.R., Grodsky, S.A., Carton, J.A., 2003. Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.* 108, 1–13. http://dx.doi.org/10.1029/2002JC001584.
- Gove, J.M., McManus, M.A., Neuhemer, A.B., Polovina, J.J., Drzen, J.C., Smith, C.R., Merrifield, M.A., Friedlander, A.M., Ehres, J.S., Charles, W., Young, C.W., Dillon, A.K., Williams, G.J., 2016. Near-island biological hotspots in barren ocean basins. *Nat. Commun.* 7, 10581. doi:10.1038/ncomms10581.
- Gove, J.M., Merrifield, M.A., Brainard, R.E., 2006. Temporal variability of current-driven upwelling at Jarvis Island. *J. Geophys. Res.* 111. doi:10.1029/2005JC003161.
- Haidvogel, D.B., Arango, H.G., Hedström, K., Beckmann, A., Malanotte-Rizzoli, P., Schepetkin, A.F., 2000. Model evaluation experiments in the North Atlantic basin: simulations in nonlinear terrain-following coordinates. *Dyn. Atmos. Oceans* 32, 239–281.
- Haney, R.L., 1991. On the pressure force over steep topography in sigma coordinate ocean models. *J. Phys. Oceanogr.* 21, 610–619.
- Hargraves, P.E., Brody, R.W., Burkholder, P., 1970. A study of phytoplankton in the Lesser Antilles region. *Bull. Mar. Sci.* 20, 331–349.
- Hasegawa, D., Yamazaki, H., Lueck, R.G., Seuront, L., 2004. How islands stir and fertilize the upper ocean. *Geophys. Res. Lett.* 31, L16303. doi:10.1029/2004GL020143.
- Hazin, F.H.V., 1993. Fisheries-oceanographically study on tunas, billfishes and sharks in the southwestern equatorial Atlantic Ocean. Tokyo University of Fisheries, Tokyo, p. 2806.
- Hazin, F.H.V., Zagaglia, J.R., Boadhurst, P.E., Travassos, P., Tezerra, T.R.Q., 1998. Review of a small-scale pelagic longline fishery off northeastern Brazil. *Mar. Fish. Rev.* 60, 1–8.
- Houghton, R.W., 1983. Seasonal variations of the subsurface thermal structure in the Gulf of Guinea. *J. Phys. Oceanogr.* 13, 2070–2081.
- Hounsou-Gbo, G.A., Araujo, M., Bourlès, B., Veleda, D., Servain, J., 2015. Tropical Atlantic contributions to strong rainfall variability along the Northeast Brazilian Coast. *Adv. Meteorol.* 2015, 1–13. http://dx.doi.org/10.1155/2015/902084.
- Jales, M.C., Feitosa, F.A., Koenig, M.L., Montes, M.F., Araújo, M., da Silva, R.A., 2015. Phytoplankton biomass dynamics and environmental variables around the Rocas Atoll Biological Reserve, South Atlantic. *Braz. J. Oceanogr.* 63 (4), 443–454.
- Jones, E.C.J., 1962. Evidence of an island effect upon the standing crop of zooplankton near the Marquesas Islands, Central Pacific. *J. Consell Permanent Int. pour l'Explor. de la Mer* 27, 223–231.
- Jouanno, J., Marin, F., du Penhoat, Y., Sheinbaum, J., Molines, J.M., 2011. Seasonal heat balance in the upper 100 m of the equatorial Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.* 116, C09003. doi:10.1029/2010JC006912, 566.
- Karnauskas, K.B., Gregory, C., Johnson, G.C., Murtugudde, R., 2016. On the climate impacts of atolls in the central equatorial Pacific. *Int. J. Climatol.* 37, 197–203. doi:10.1002/joc.4697.
- Large, W.G., McWilliams, J.C., Doney, S.C., 1994. Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parametrization. *Rev. Geophys.* 32, 363–403.
- Lemarié, F., Debret, L., Schepetkin, A.F., McWilliams, J.C., 2012. On the stability and accuracy of the harmonic and biharmonic adiabatic mixing operators in ocean models. *Ocean Model.* 52–53, 9–35.
- Lessa, R.P., Mafalda, J.R.P., Advíncula, R., Lucchesi, R.B., Bezerra Jr., J.L., Vaske Jr., T., Hellebrandt, D., 1999. Distribution and Abundance of Ichthyoneuston at Seamounts and Islands off North-Eastern Brazil. *Arch. Fish. Mar. Res.* 47 (2/3), 239–252.
- Lumpkin, R., Garzoli, S.L., 2005. Near-surface circulation in the Tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.* Part I 52, 495–518.
- Lumpkin, R., Johnson, G.C., 2013. Global ocean surface velocities from drifters: mean variance, El Niño–Southern Oscillation response, and seasonal cycle. *J. Geophys. Res.* 118, 1–15.
- Macedo, S.J., Montes, M.J.F., Lins, I.C., Costa, K.M.P., 1998. REVIZEE – Programa da avaliação do Potencial Sustentável dos Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva. SCORE/NE. In: Relatório da Oceanografia Química. UFPE, Recife, p. 37.
- Marchesiello, P., Debret, L., Couvelard, X., 2009. Spurious diapycnal mixing in terrain-following coordinate models: the problem and a solution. *Ocean Model.* 26, 156–169.
- Molinari, R.L., 1982. Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean: 1978–1980. *J. Geophys. Res.* 87, 9707–9714.
- Moore, E., Sander, F., 1979. A comparative study of zooplankton from oceanic, shelf, and harbour waters of Jamaica. *Biotropica* 11, 196–206.
- Neumann -Leitão, S., Guzmão, L.M., Silva, T., Nascimento-Vieira, D.A., Silva, A.P., 1999. Mesozooplankton biomass and diversity in coastal and oceanic waters off North-Eastern Brazil. *Arch. Fish. Mar. Res.* 47 (2/3), 153–165.
- Oxenford, H.A., Mahon, R., Funte, W., 1993. The eastern Caribbean flyingfish project. Organization of Eastern Caribbean States (OECS). Fishery Report V.9. St. Vincent, 133p.
- Penven, P., Marchesiello, P., Debret, L., Lefevre, J., 2008. Software tools for pre- and post-processing of oceanic regional simulations. *Environ. Model. Softw.* 23 (5), 660–662.
- Reverdin, G., Delécluse, P., Lévy, C., Andrich, P., Morlière, A., Verstraete, J.M., 1991a. The near surface tropical Atlantic in 1982–1984: results from a numerical simulation and a data analysis. *Progr. Oceanogr.* 21, 273–340.
- Reverdin, G., Rual, P., Du Penhoat, Y., Gouriou, Y., 1991b. Vertical structure of the seasonal cycle in the central equatorial Atlantic Ocean: XBT sections from 1980 to 1988. *J. Phys. Oceanogr.* 21, 27–291.
- Risien, C.M., Chelton, D.B., 2008. A Global Climatology of surface wind and wind stress fields from eight years of quikSCAT scatterometer data. *J. Phys. Oceanogr.* 38, 2379–2413.
- Sander, F., 1981. A preliminary assessment of the main causative mechanisms of the “Island Mass” effect of Barbados. *Mar. Biol.* 64, 199–205.
- Schott, F.A., Dengler, M., Brandt, P., Affler, K., Fischer, J., Bourlès, B., Gouriou, Y., Molinari, R.L., Rhein, M., 2003. The zonal currents and transports at 35° W in the tropical Atlantic. *Geophys. Res. Lett.* 30 (7), 1349. doi:10.1029/2002GL016849.
- Schott, F., Fisher, J., Stramma, L., 1998. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.* 28, 1904–1928.
- Schepetkin, A.F., McWilliams, J.C., 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Model.* 9, 347–404.
- Silva, M., Araujo, M., Servain, J., Penven, P., Lentini, C.A.D., 2009. High-resolution regional ocean dynamics simulation in the southwestern tropical Atlantic. *Ocean Model.* 30, 25–26.
- Song, Y.T., Haidvogel, D.B., 1994. A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. *J. Comput. Phys.* 115, 228–244.
- Souza, C.S., Luz, J.A.G., Macêdo, S.J., Montes, M.J.F., Mafalda, J.R., 2013. Chlorophyll a and nutrient distribution around seamounts and islands of the tropical southwestern Atlantic. *Mar. Freshw. Res.* 64, 168–184.
- Stramma, L., Schott, F., 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.* II 46B, 279–303.
- Travassos, P.E.P.F., Hazin, F.H.V., Zagaglia, J.R., Advíncula, R., 1997. Estrutura termohalina da zona econômica exclusiva (ZEE) do Nordeste brasileiro, durante a Expedição Oceanográfica JOP'S II do NOC. In: “VicyorHensen”: Influência das Ilhas e Bancos Oceânicos. Resumos, São Paulo, p. 502. 1997.
- Travassos, P.E.P.F., Hazin, F.H.V., Zagaglia, J.R., Rocha, R.A., Schober, J., 1999. Thermohaline structure around seamounts and islands off Northeast Brazilian coast. *Arch. Fish. Mar. Res.* 47 (2/3), 211–222.
- Waliser, D.E., Gautier, C., 1993. A satellite-derived climatology of the ITCZ. *J. Clim.* 6, 2162–2174.

Apêndice 2

*Artigo aceito para publicação na **Indian Journal of Geo-Marine Sciences***

Ichthyoplankton transport around the Brazilian Fernando de Noronha archipelago and Rocas Atoll: Are there any connectivity patterns?

Christine C. Tchamabi^{1,3,*}, Moacyr Araújo¹, Marcus Silva¹, Bernard Bourlès^{2,3} & Paulo Travassos⁴

¹Laboratório de Oceanografia Física Estuarina e Costeira (LOFEC), Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco (DOCEAN/UFPE), Av. Arquitetura s/n, 50740-550, Cidade Universitária, Recife, PE, Brasil

²Institut de Recherche pour le Développement (IRD), LEGOS, France

³International Chair in Mathematical Physics and Applications (ICMPA-UNESCO Chair), UAC, Benin

⁴Laboratório de Ecologia Marinha (LEMAR), Departamento de Pesca e Aquicultura, Universidade Federal Rural de Pernambuco (DEPAq/UFRPE), Brasil

*[E-mail: karintaty2@gmail.com].

Abstract

The Fernando de Noronha *archipelago*(FN) and Rocas Atoll (AR) are oceanic islands of the Exclusive Economic Zone (EEZ) of Northeast Brazil, located in the western tropical Atlantic. These islands have a high productivity and host notable marine biodiversity with many species fishes such as Dog Snapper (*Lutjanus jocu*). They are marine protected areas. To investigate the influence of environmental conditions on ichthyoplankton transport in the FN and AR system, the outputs of a hydrodynamic simulation have been used as inputs to force an Individual-Based Model (IBM) around these islands. The results show larval retention over the entire year. This retention is highly correlated with the intensity of the zonal current. The Lagrangian analysis reveals connectivity between FN and AR, represented here by larval transport success, which would be important for the conservation of the species in these tropical Brazilian islands.

Keywords: Individual Based Model (IBM), Ocean Modelling, Transport Success, Retention, Fernando de Noronha, Rocas Atoll

Introduction

Northeastern Brazilian waters are oligotrophic, i.e., poor in nutrients and are thus almost free of high biogenic activity. The *Exclusive Economic Zone* (EEZ) of Northeast Brazil ranges from the coast to the offshore region, which includes oceanic islands. These islands, especially the Fernando de Noronha archipelago (FN, 3°50'S-32°25'W) and Rocas Atoll (AR, 3°52'S - 33°49'W), contribute greatly to the productivity of the Northeast Brazil EEZ and host high marine biodiversity with many species of fishes, including reef fishes such as Dog Snapper *Lutjanus jocu*¹ (*Lutjanidae*)^{2,3, 4}, by using a high-resolution model, have identified a set of physical processes known as the “island mass effect” that would promote nutrient enrichment downstream of these islands. These processes occur around most islands and have been previously described by several authors⁵⁻⁹. FN and AR are marine protected areas in the western tropical Atlantic and are registered as a Natural World Heritage site by the UNESCO in 2001¹⁰. The islands are constantly monitored to protect their conservation status. Marine protected areas play a fundamental role in conservation of biological diversity of marine ecosystems and should have connections with other locations to transfer individuals of species living there^{11,12}.

In this paper, we investigate the transport of ichthyoplankton in FN and transported within the system of FN and AR. Our goal is to investigate the influence of hydrodynamic conditions on the larvae in the marine protected area of FN and AR. Transport of larvae towards AR could be another possibility for larval retention and enabling individuals to develop in this productive area. We also examine if there is larval recruitment in AR and the conditions for this transport success, which allows exploration of the larval connectivity between both islands. For this purpose, we use outputs of a very high-resolution hydrodynamic model⁴ to force an Individual-Based Model (IBM-ICHTHYOP) and simulate the ichthyoplankton transport of *Lutjanus jocu*. This biophysical model has been already successfully used in the southern Benguela¹³, in the

Moroccan nearshore regions of the Canary Current System¹⁴, in the Senegalese–Mauritanian coast region¹⁵, in the marine protected areas of the continental shelf of eastern Brazil¹⁶ and in the *Gulf of Guinea*¹⁷. To our knowledge, this present work is the first based on Lagrangian modelling focusing on the islands of FN and AR, located in the western tropical Atlantic.

In this paper, after the presentation of the area of interest, a description of the materials and methodology used to assess the larval recruitment is given. Then, results from features of ichthyoplankton retention/recruitment in FN/AR are discussed.

Materials and Methods

Hydrodynamic model

The hydrodynamic model used in this work is an implementation of the Regional Ocean Modelling System (ROMS)¹⁸. This oceanic model has been configured for the western tropical Atlantic region, focusing on the Brazilian islands FN and AR⁴. ROMS is a three-dimensional, free surface, terrain-following ocean model that solves primitives equations under hydrostatic and Boussinesq approximations. The version developed by the French Institut de Recherche pour le Développement (IRD) was configured for this study. The ROMSTOOLS package¹⁹ is used for the design of the configuration. Unresolved vertical subgrid-scale processes are parameterized by an adaptation of the non-local K-profile planetary (KPP) boundary layer scheme, as proposed by²⁰. A more detailed description of this model can be found in^{18,21}.

The study region, located in the EEZ of northeast Brazil, extends from 3°S to 5.5°S in latitude and from 31°W to 35°W in longitude, in order to take into account the main physical characteristics that interact with the circulation around the islands (Fig. 1). The model has a horizontal resolution of $1/70^\circ$ (1.5 km). Such a finer resolution permits to take account the influence of the small FN and AR (having 26 km² and 0.36 km² of emerged land, respectively) on the surrounding waters. Detailed and

updated cartographic data from the Centro de Hidrografia da Marinha (CHM, <http://www.mar.mil.br/dhn/chm/box-cartas-nauticas/cartas.html>) were used and merged with the 0.5' resolution GEBCO database (Global Earth Bathymetric Chart of the Oceans, <http://www.gebco.net/>) for a better representation of the bathymetry, particularly in the FN and AR areas. The model grid has 40 sigma vertical levels with stretching parameters to keep a sufficient vertical resolution, near the surface of the ocean in the whole integration domain, and near the bottom primarily around the islands²².

At the surface, the model is forced by fresh water fluxes from the ocean surface monthly climatology at 0.5° resolution, provided by the Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS)²³. The forced heat flux uses sea surface temperature (SST) at high resolution (~9 km) from the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) - Pathfinder climatology field to improve the solution of the model²⁴. Monthly wind stress climatology derived from the NASA Quick Scatterometer (QuikSCAT) at 0.25° is used to force momentum fluxes through the surface of the model. This dataset, also known as SCOW (Scatterometer Climatology of Ocean Winds), is available for September 1999 to August 2007²⁵. Lateral open boundaries were forced using the monthly climatology of the World Ocean Atlas at 0.25° (<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/pubwoa13.html>).

The simulation was integrated for 10 simulated years and averaged outputs were stored for each 2 simulated days. The equilibrium state was achieved after the second simulation year (spin-up period). In this work, we used the output of the circulation of the last simulated year to force the biophysical model.

Individual Based Model and simulations

The Individual-Based Model (IBM) ICHTHYOP (<http://www.ichthyop.org/>) is a free Java tool used to study the transport of individuals and effects of physical and biological factors on their dynamics; refer to^{26,27} for a

complete description of the IBM model. This IBM model, forced by the 2 day-averaged velocity of ROMS outputs, is used to simulate the transport of virtual ichthyoplankton in the oceanic region of the FN and AR. In the simulation, the coastal areas of FN and AR are defined by the zone extending from the island coasts to the 1000 m isobath (Fig. 1). Biological information for the Dog snapper used in the model is obtained from^{2,3}. For each run, 3000 eggs were released downstream of FN, the predefined spawning areas of the species. Based on the pelagic period (17 to 47 days) of this species and considering the slower advection of these protected regions, 14 days is a good lower age limit for considering an individual recruited in the marine protected areas of FN and AR^{2,3}. Therefore, the transport success is defined as the individuals transported within a protected area in the time interval of 14 to 47 days.

The oceanic region of FN and AR is characterized by a general westward transport/flow, meaning that no particles are returned to the area. Because all the particles were already transported or recruited after 27 days, the model transport duration has been fixed to 28 days. In this work, individuals are considered recruited if they are within a marine protected area 14 to 28 days after their release. The retention is defined as the number of particles that remain “recruited” in the marine protected area of FN, where they were originally released. The transport success (or recruitment in AR) is defined as the number of individuals transported and recruited in the marine protected area of AR² found that larger individuals inhabit shallow water, which could be the spawning zone. With this information, the Lagrangian simulation was performed for 12 release months (January - December) for a temporal study. In addition, two scenarios of simulation, i.e., passive and active transport, have been modelled. In the first scenario (I), we simulated passive particles and tested the depth interval of release (0-30, 30-60, and 60-100 m) on transport. The second scenario (II), which is an active transport, has been configured to examine the effect of the Diel Vertical Migration (DVM) of larvae. The DVM is a behaviour that consists in a vertical swimming near

the surface at night, feeding in relatively productive surface waters and to deeper depths during the day, avoiding predators^{28,29}. We did not find relevant information about the day when the particles begin to experience vertical displacements in the western tropical Atlantic region. In our study, the target day is considered as the corresponding age of particles at the beginning of their DVM. The target days were set at 7, 10, and 13 days in the simulations of scenario II.

Results and Discussion

Hydrodynamic model evaluation

ROMS outputs were already validated by⁴ and reproduce the main oceanic properties of the study region well. The seasonal signal of the SST is well reproduced by the model (Fig. 2(b)). The SST increases from September to April and decreases from April to September. Higher SST values are observed in March, April and May and lower SST values in August, September and October are also observed. The seasonal cycle of the model is more similar to WOA and MODIS data than to GHRSSST data that generally display a warm bias from April to December when compared with the other SST climatologies. These discrepancies could be explained by the difference in time intervals considered for each dataset. The WOA SST climatology contains data of more than 50 years, while the MODIS SSTs have 10 years and the GHRSSST SSTs are for 4 years only. Furthermore, note that these last datasets contain only SSTs during years when global warming was already effective. The difference in spatial mean SST between the model and MODIS remains in the acceptable range in the region (Fig. 2(a)), where the bias is less than 1°C.

The ROMS and DRIFTER observation currents show the same flow pattern (Fig. 3). This flow is a global westward zonal current, named the central branch of the South Equatorial Current (cSEC), well represented by the model with a small weakening towards the western limit³⁰. This behaviour occurs in the model because the continental slope, which is responsible for the western intensification³¹, is not considered in our model. This zonal

current shows low seasonal variability^{4,32}, being stronger in winter and weaker in summer, and its seasonal cycle is well reproduced by the model (not shown).

Temporal patterns of retention and transport success

The results show retention of particles in the FN marine protected area throughout the year. On average, this retention is maximal for individuals released from February to July and minimal for those released from August to January (Fig. 4(a), top panel). Globally, the maximum particle retention coincides with the period of current strengthening, i.e., when the wake flow of FN is well defined. This wake flow is primarily characterized by the weakening of flow downstream from the island(not shown). The seasonal variability of the larval retention at around FN is linked to the variability of the current in the region. Indeed, the Fig. 5 exhibits a significant correlation (~ 0.83) between the retention in FN and the intensity of the zonal current flowing in the region. It suggests that the retention in FN increases when the zonal current is strengthened and decreases when it is weakened.

Experiments examining the percentage of particles reaching AR highlighted transport success differences between the release months (Fig. 4(b), bottom panel). This transport success, also effective for all release months, is more important in February and March ($>15\%$) and less important in May and October ($<3\%$). In February, the flow is more favourable (well oriented from FN towards AR) to the transport of the particles reaching the marine protected area of AR. Thereby, they could be recruited there and this promotes the increase in transport success (Fig. 6(a), top panel). In May the transport is slightly inclined and does not flow directly towards the marine protected area of AR, thus considerably reducing the transport success (Fig. 6(b), bottom panel). These findings demonstrate connectivity between both marine protected areas throughout the year, thereby ensuring effective conservation of marine biodiversity³³

Effects of release depth on transport

In this section, we study the effect of release depth range in the passive transport simulation scenario by testing three different depth ranges: 0-30, 30-60, and 60-100 m. We found an impact of the release depth on the larval retention. The highest global retention value (~12%) appears for particles released in the 60-100 m depth range and the lowest (~5%) in the 0-30 m interval (Fig. 7(a)). These results indicate that the deeper the individuals are released, the more retention occurs at FN. This pattern of larval retention at FN is associated with slower cSEC transport in the deeper layers. However, our results suggest that this factor has a slight effect on the transport success, with values approximately 10% for the three tests. However, it is found that the transport success increases with decreasing depth of release (Fig. 7(b)). These findings are similar to a previous study in the Canary Current System¹⁴ found that the coastal retention (the African coast) was enhanced for the particles released in deeper waters. Furthermore, they showed that the transport success (transport from the African coast to the Canary archipelago) was slightly improved for particles released in upper waters.

Effects of DVM on transport

In this section, we examine the effect of the beginning of larval vertical swimming on active transport. In these experiences, the DVM occurs between the surface and 60 m depth. Then 7, 10, and 13 target days were employed for this investigation. The results suggest that the retention rate increases with the target day. Considering the 7, 10, and 13 day DVM simulations, the global retention values are ~1.5%, 2%, and 3%, respectively (Fig. 8(a)). These results indicate that, later the particles released start the DVM, the higher the retention rate is observed at FN. Likewise, the target day has the same effect on the transport success as on the retention, i.e., the larval recruitment in AR is more important for individuals who became active particles later. The rate of successful

transport is around ~6, 8, and 10% for 7, 10, and 13 target days, respectively (Fig. 8(b)). During the day, the larvae migrate to deeper water and the slower dynamics at 60 m retain the larvae long enough into the system of FN and AR. At night, when the particles arrive to the surface, they are rapidly transported by the stronger current. Indeed, in this study region, the flow is strengthened towards the surface and weakens with increasing depth as shown by the annual mean flow of the zonal current (Fig. 9). Thus, when individuals begin the DVM early, they interact early with the strong surface flow that increases the speed at which particles travel. They are then driven rapidly out of this island system, which could contribute to decreases in the larval recruitment in FN and AR.

Conclusion

The coupling modelling system ROMS-ICHTHYOP has proved to be relevant to investigate the influence of environmental conditions on larval transport in the study region. Our results demonstrate that larval retention is highly correlated with the intensity of the zonal current of the study region. During the maximum retention period, the current is strengthened. These findings have also revealed connections between FN and AR, which would be crucial for the conservation of individuals in the system of these islands. Thus, these results imply that AR acts as a stepping-stone and reservoir for marine organisms species transported from FN to AR.

Acknowledgement

This work is a contribution of the INCT AmbTropic, the Brazilian National Institute of Science and Technology for Tropical Marine Environments and the Brazilian Research Network on Global Climate Change Rede CLIMA. It is also part of the Project Pólo de Interação para o Desenvolvimento de Estudos conjuntos em Oceanografia do Atlântico Tropical (PILOTE), CNPq-IRD grant 490289/2013-4. C.C.T. thanks the ICMIPA-Unesco Chair, UAC, Benin and the Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de

Pernambuco (FACEPE) for financial support through the Grant. grant IBPG-0973-1.08/12.

References

- 1 Bloch & Shneider, History and autorship of fish names. Schneider's systema ichthyologiae, *Mitt. Zool. Mus. Berl.*, 701(1801) 99-1115.
- 2 Allen, G.R., Snappers of the world. An annotated and illustrated catalogue of Lutjanidae species known to date, FAO species catalogue. *FAO Fish. Synop.*, 6(1985) 208.
- 3 Azevedo, D.E., *Estrutura genética populacional de Latjanus analis – cioba e Lutjanus jocu – dentão (Lujanidae) ao longo do litoral brasileiro*, Ph.D. thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Biociências, Brazil, 2012.
- 4 Tchamabi, C.C., Araújo, M., Silva, M. & Bourlès, B., A study of the Brazilian Fernando de Noronha Island and Rocas Atoll wakes in the tropical Atlantic, *in revision for OceanModel*.
- 5 Doty, M.S., Oguri, M., The island mass effect. *Conseil International pour l'Exploration de la Mer*, 22(1956) 33-37.
- 6 Jones, E.C.J., Evidence of an island effect upon the standing crop of zooplankton near the Marquesas Islands, Central Pacific. *J. Cons. perm. int. Explor. Met.*, 27(1962)223-231.
- 7 Hargraves, P.E., Brody, R.W. & Burkholder, P.R., A study of phytoplankton in the Lesser Antilles region, *Bull. Mar. Sci.*,20(1970) 331-349.
- 8 Moore, E, & Sander, F., A comparative study of zooplankton from oceanic, shelf, and harbour waters of Jamaica. *Biotropica*, 11(1979) 196-206.
- 9 Sander, F., A Preliminary Assessment of the Main Causative Mechanisms of the "Island Mass" Effect of Barbados. *Mar. Biol.*,64(1981) 199-205.

- 10 IBAMA, *Plano de Manejo da APA Fernando de Noronha – Rocas – São Pedro e São Paulo: Resumo Executivo*. (Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis) 2005, pp. 53
- 11 Crooks, K.R. & Sanjayan, M., Connectivity conservation: maintaining connections for nature, in *Connectivity conservation. Cambridge UP*, (2006) 1-10.
- 12 Planes, S., Jones, G.P. & Thorrold, S.R., Larval dispersal connects fish populations in a network of marine protected areas, *Proc Natl Acad Sci U S A*, 14(2009) 5693-5697.
- 13 Huggett, J.A., Freón, P., Mullan, C. & Penven, P., Modelling the transport success of anchovy *Engraulis encrasicolus* eggs and larvae in the southern Benguela: the effect of spatio-temporal spawning patterns, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 250(2003) 247-262.
- 14 Brochier, T., Ramzi, A., Lett, C., Machum E., Berraho, A., Fréon, P. & Hernández-León, S., Modelling sardine and anchovy ichthyoplankton transport in the Canary Current System, *J. Plankton Res.*, 30(2008b) 1133-1146.
- 15 Mbaye, B.C., Brochier, T., Echevin, V., Lazar, A., Lévy, M., Mason, E., Gaye, A.T. & Machu, E., *Sardinella aurita* spawning seasons match local retention patterns in the Senegalese–Mauritanian upwelling region, *Fish. Oceanogr.*, 24(2015) 69-89.
- 16 D'Agostini, A., Gherardi, D.F.M. & Pezzi, L.P., Connectivity of Marine Protected Areas and Its Relation with Total Kinetic Energy, *PLoS One* 10(2015) doi:10.1371/journal.pone.0139601.
- 17 Koné, V., Lett, C., Penven, P., Bourlès, B. & Djakouré, S., A biophysical model of *Sardinella aurita* early life history in the northern Gulf of Guinea, *Prog. Oceanogr.*, (in press).
- 18 Shchepetkin, A.F. & McWilliams, J.C., The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography following-coordinate oceanic model, *OceanModel.*, 9(2005) 347-404.

- 19 Penven, P., Marchesiello, P., Debreu. L. & Lefevre, J., Software tools for pre- and post- processing of oceanic regional simulations, *Environ. Modell. Softw.*, 23(2008) 660-662.
- 20 Large, W.G., McWilliams, J.C. & Doney, S.C., Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parametrization, *Rev. Geophys.*, 32(1994) 363-403.
- 21 Haidvogel, D.B., Arango, H.G., Hedström, K., Beckmann, A., Malanotte-Rizzoli, P. & Shchepetkin, A.F., Model evaluation experiments in the North Atlantic basin: simulations in nonlinear terrain-following coordinates, *Dyn. Atmos. Oceans*, 32(2000) 239-281.
- 22 Song, Y.T. & Haidvogel, D.B., A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. *J. Comput. Phys.*, 115(1994) 228-244.
- 23 da Silva, A.M., Young, C.C. & Levitus, S., *Atlas of surface marine data 1994, vol. 1, algorithms and procedures*, (NOAA Atlas NESDIS 6. U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS, USA) 1994, pp. 74.
- 24 Casey, K.S. & Cornillon, P.A., Comparison of satellite and in situ based sea surface temperature climatologies, *J. Climate*, 12(1999) 1848-1863.
- 25 Risien, C.M. & Chelton, D.B., A Global Climatology of Surface Wind and Wind Stress Fields from Eight Years of QuikSCAT Scatterometer Data, *J. Phys. Oceanogr.*, 38(2008) 2379-2413.
- 26 Lett, C., Verley, P., Mullon, C., Parada, C., Brochier, T., Penven, P. & Blanke, B., A Lagrangian tool for modelling ichthyoplankton dynamics, *Environ. Modell. Softw*, 23(2008) 1210-1214.
- 27 Brochier, T., Lett, C., Tam, J., Fréon, P., Colas, F. and Ayón, P., An individual-based model study of anchovy early life history in the northern Humboldt Current system, *Prog. Oceanogr.*, 79(2008a), 31-325.

- 28 Lampert, W., Adaptive significance of diel vertical migration of zooplankton. *Functional Ecology*, 3(1989) 21-27.
- 29 Carr, S.H., Capet, X.J., McWilliams, J.C., Pennington, J.T., & Chavez, F.P., The influence of diel vertical migration on zooplankton transport and recruitment in an upwelling region: estimates from a coupled behavioral-physical model, *Fish. Oceanogr.*, 17(2007) 1-15.
- 30 Molinari, R.L., Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean: 1978-1980, *J. Geophys. Res.*, 87(1982) 9707-9714.
- 31 Reid, J.L., On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports, *Prog. Oceanogr.*, 3(1994) 1-92.
- 32 Lumpkin, R. & Garzoli, S.L., Near-surface circulation in the Tropical Atlantic Ocean, *Deep Sea Res. Part I*, 52(2005) 495-518.
- 33 Botsford, L.W., White, J.W., Coffroth, M.A., Paris, C.B., Planes, S., Shearer, T.L., Thorrold, S.R. & Jones, G.P., Connectivity and resilience of coral reef metapopulations in marine protected areas: matching empirical efforts to predictive needs, *Coral Reefs* 28(2009): 327-33.

Figure Captions

Fig. 1-Schematic of the western tropical Atlantic region and the study area with the Fernando de Noronha archipelago (FN) and Rocas Atoll (AR). Colours represent the annual mean of the MODIS surface chlorophyll concentration [$mg\ Chl\ m^{-3}$] over the period 2003-2015. Black contour line indicates the 1000 m isobath. Spawning locations correspond to the coastal zone within the 1000 m isobaths downstream of FN.

Fig. 2-(a) SSTs [$^{\circ}C$] seasonal evolution for the model (line with diamonds), WOA (line with stars), MODIS (line with triangles) and GHRSSST (line with circles). 2 (b) The difference (ROMS-MODIS) in the SST annual mean.

Fig. 3-Current annual means [ms^{-1}] from our ROMS simulation (a) and DRIFTERS (b).

Fig. 4-Monthly distribution of the (a) retention (in FN, top panel) and (b) recruitment (in AR, bottom panel).

Fig. 5-Monthly distribution of the retention (at FN; line with circles) and seasonal evolution of zonal current (line with diamonds).

Fig. 6-Trajectories of virtual ichthyoplankton based on simulations starting in February (top) and May (bottom).

Fig. 7-Global (a) retention at FN and (b) recruitment at AR, for different spawning depth ranges.

Fig. 8-Global (a) retention at FN and (b) recruitment at AR, for different target days.

Fig. 9-Vertical section of the annual mean zonal current [ms^{-1}] at $32^{\circ}W$.

Figures

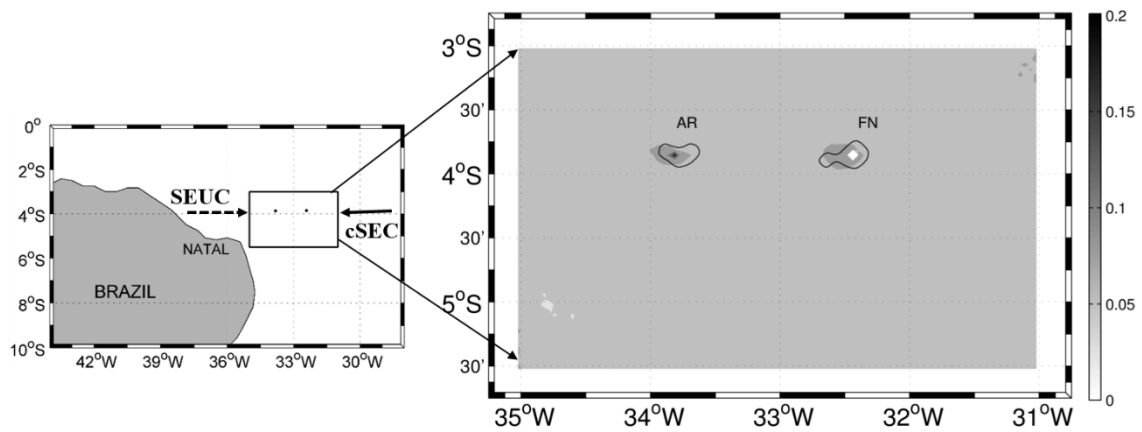


Fig. 1

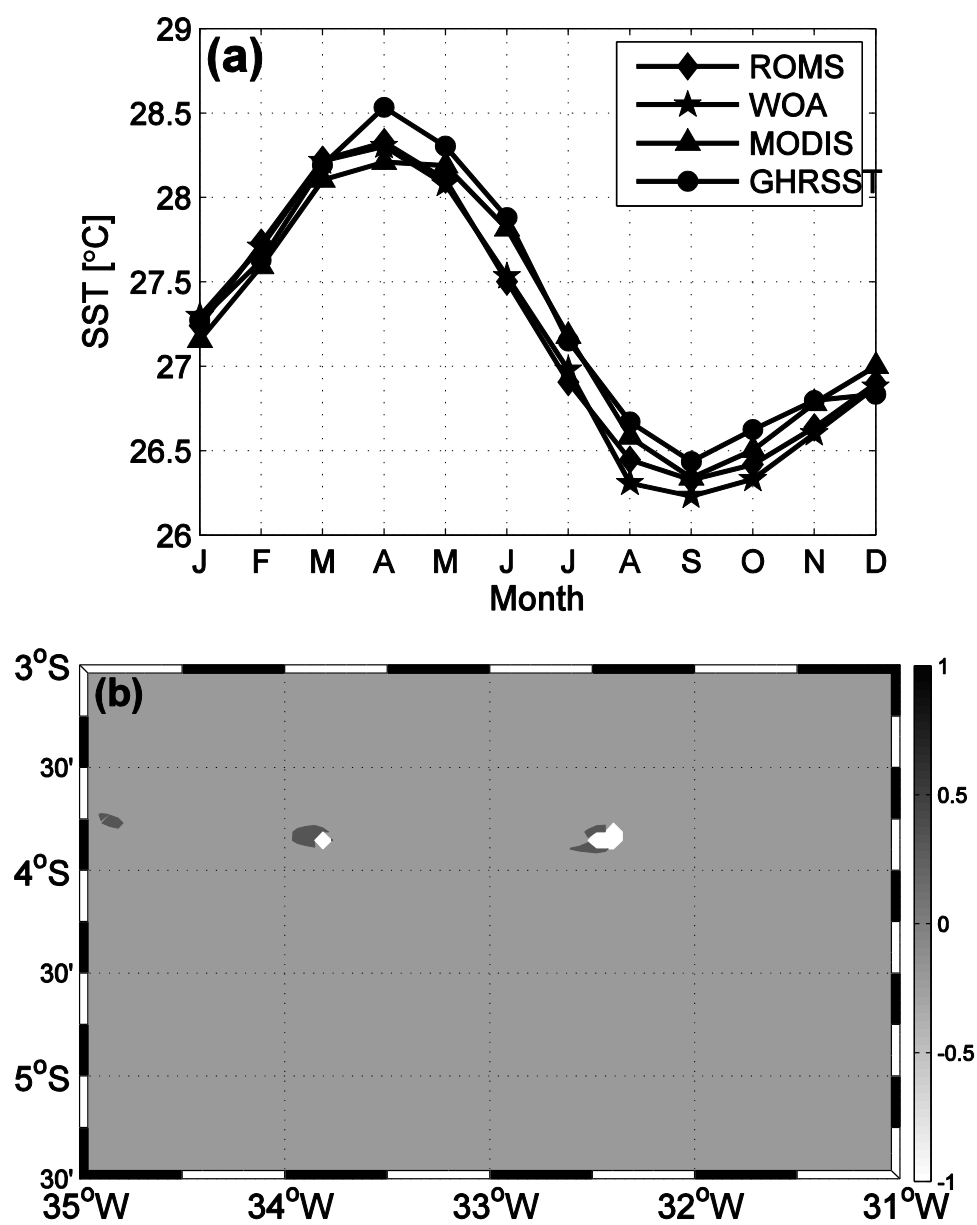


Fig. 2

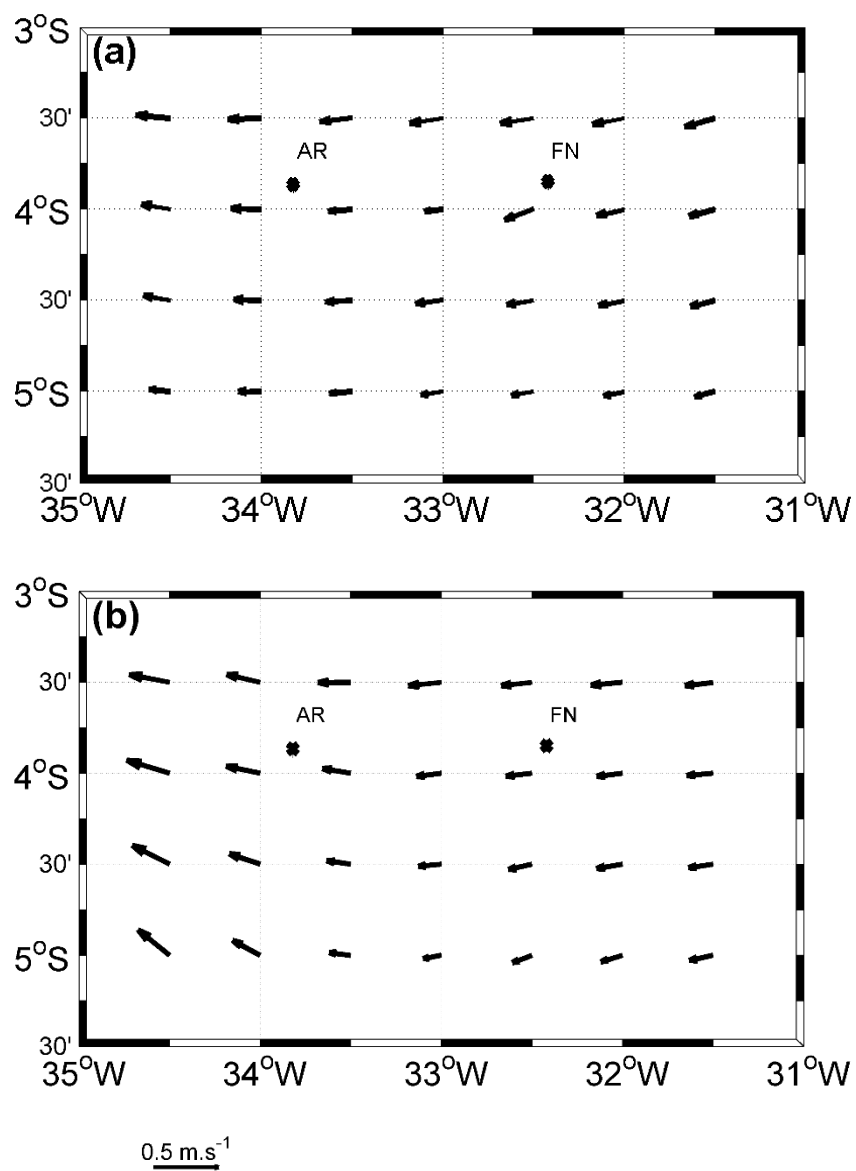


Fig. 3

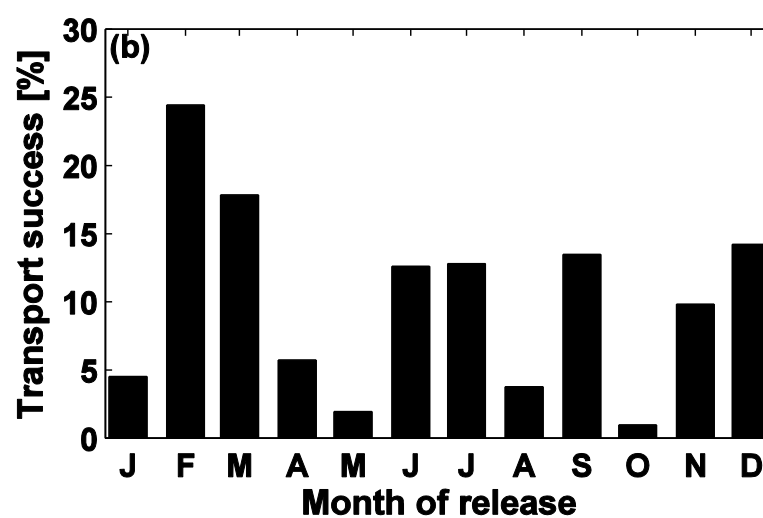
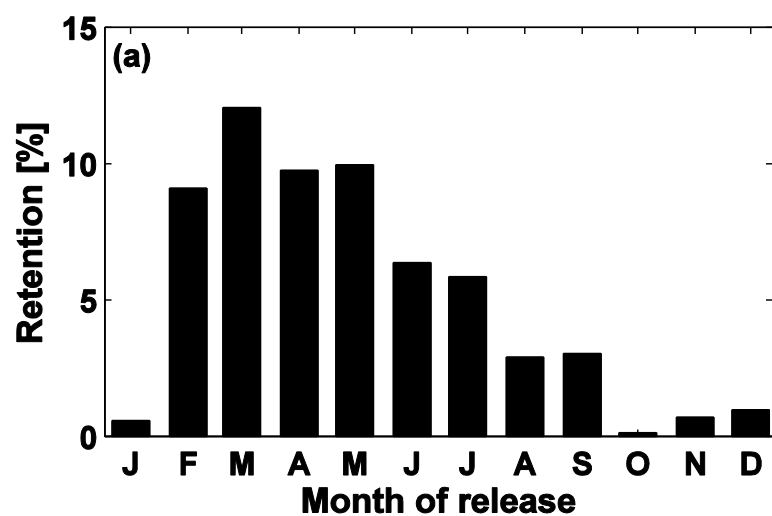


Fig. 4

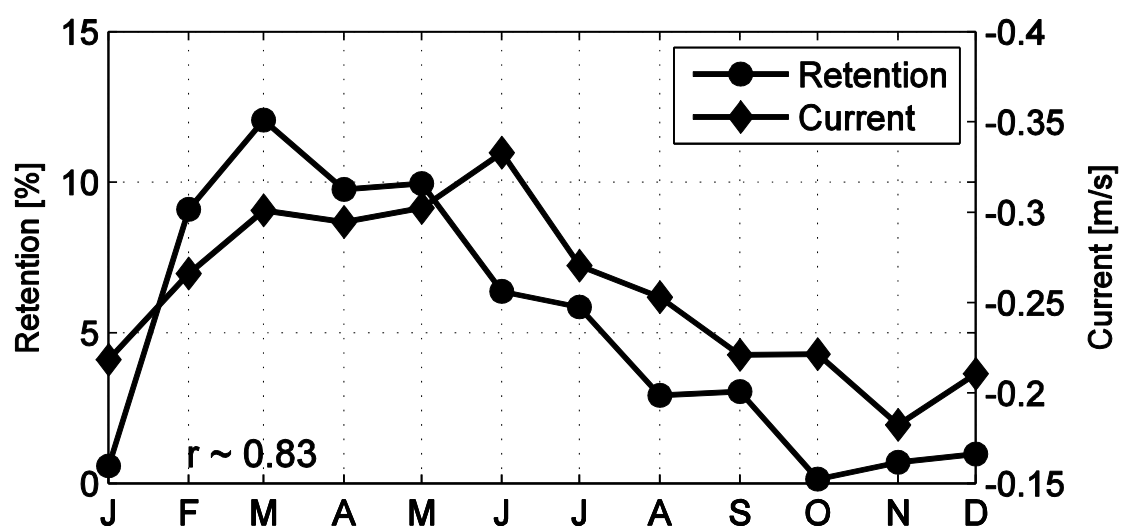


Fig. 5

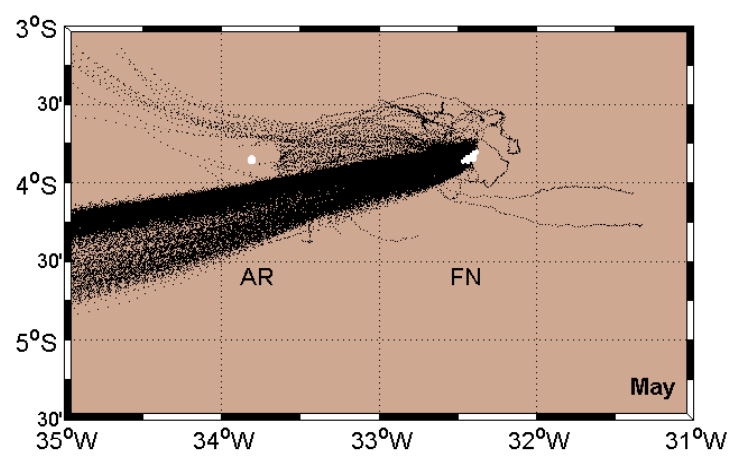
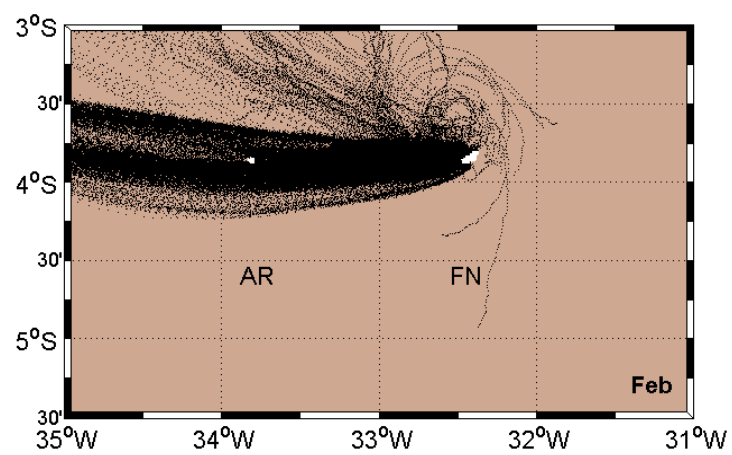


Fig. 6

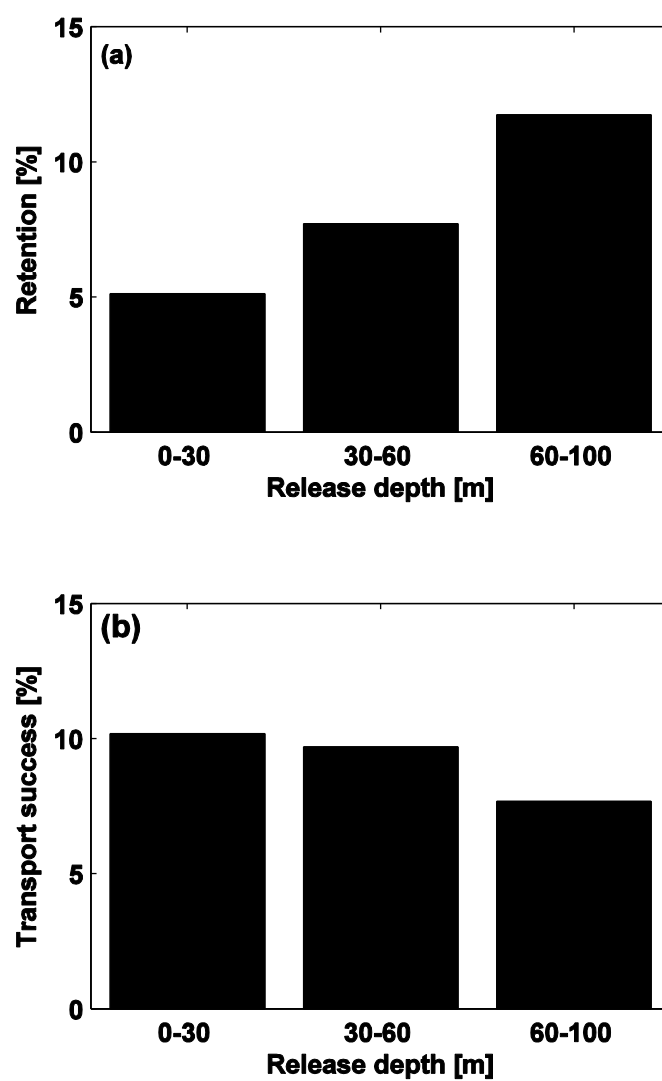


Fig. 7

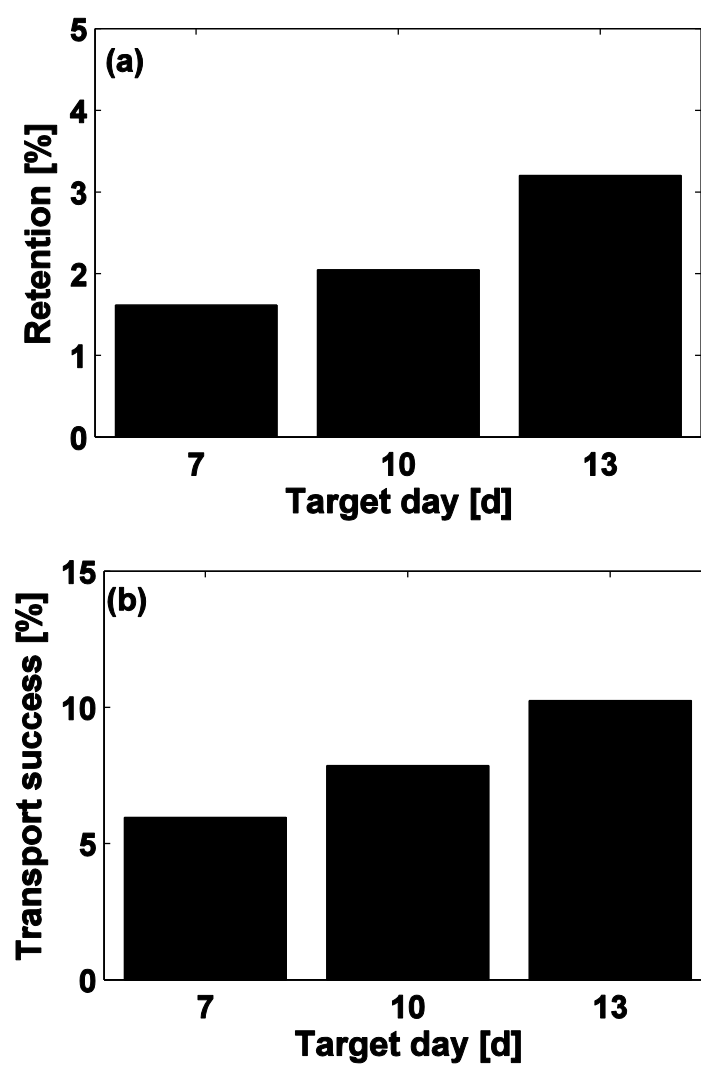


Fig. 8

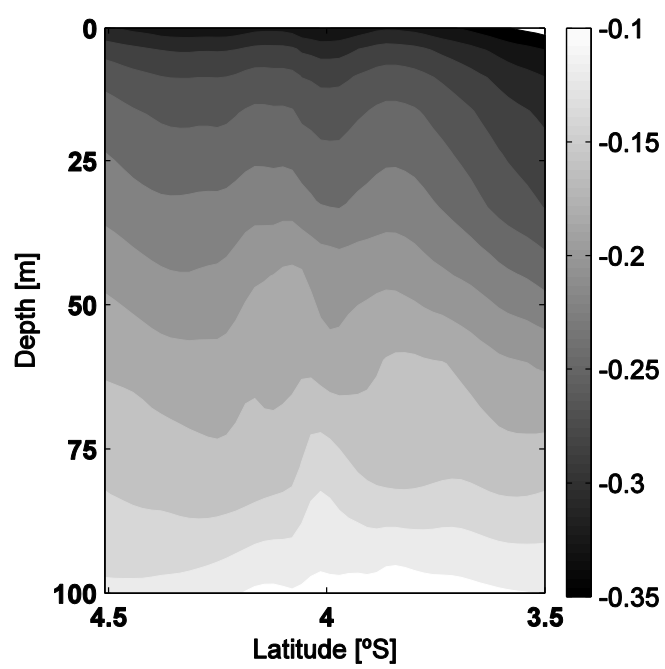


Fig. 9