



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE OCEANOGRAFIA**

LEONARDO NASCIMENTO LIMA

**VARIABILIDADE SAZONAL DA PROFUNDIDADE DA CAMADA
DE MISTURA NA REGIÃO DO COMPLEXO RECIFAL DOS
ABROLHOS E DA CADEIA VITÓRIA-TRINDADE BASEADA EM
FORÇANTES ATMOSFÉRICAS**

Salvador
2009

LEONARDO NASCIMENTO LIMA

**VARIABILIDADE SAZONAL DA PROFUNDIDADE DA CAMADA
DE MISTURA NA REGIÃO DO COMPLEXO RECIFAL DOS
ABROLHOS E DA CADEIA VITÓRIA-TRINDADE BASEADA EM
FORÇANTES ATMOSFÉRICAS**

Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia,
Instituto de Geociências, Universidade Federal da
Bahia, como requisito parcial para obtenção do grau de
Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alexandre Domingos Lentini

Salvador
2009

TERMO DE APROVAÇÃO

LEONARDO NASCIMENTO LIMA

VARIABILIDADE SAZONAL DA PROFUNDIDADE DA
CAMADA DE MISTURA NA REGIÃO DO COMPLEXO
RECIFAL DOS ABROLHOS E DA CADEIA VITÓRIA-
TRINDADE BASEADA EM FORÇANTES ATMOSFÉRICAS

Monografia aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel
em Oceanografia, Universidade Federal da Bahia, pela seguinte banca
examinadora:

Carlos Alexandre Domingos Lentini - Orientador
Livre Docente e Doutor em Oceanografia Física e Meteorologia pela University
of Miami
Universidade Federal da Bahia

Janini Pereira
Doutora em Oceanografia Física pela Universidade de São Paulo
Universidade Federal da Bahia

Mauro Cirano
Doutor em Oceanografia Física pela University of New South Wales
Universidade Federal da Bahia

Salvador, 14 de julho de 2009

RESUMO

Este estudo investiga a variabilidade sazonal da profundidade da camada de mistura na região entre 13°S-23°S e 44°W-28°W que engloba o Banco dos Abrolhos (BAS) e a Cadeia Vitória-Trindade baseado em dados de ventos derivados do escaterômetro *QuikSCAT*, dados observacionais de radiação solar incidente produto de re-análise do NCEP/NCAR e saídas numéricas geradas pelo modelo *Parallel Ocean Program* (POP) de 1994 a 2003. Para alcançar este objetivo, é usado uma combinação de mapas horizontais (e.g. de velocidade do vento, de rotacional do vento, de temperatura, de profundidade da camada de mistura) e diagramas *Hovmoller*. Adicionalmente, foram geradas séries temporais, visando o entendimento da dinâmica física e biológica na região do BAS. Observou-se um padrão marcadamente sazonal, sendo a camada de mistura menos espessa no verão devido à combinação entre as altas taxas de radiação solar incidente e a menor intensidade do vento. Por outro lado, a camada de mistura alcançou uma profundidade mais alta no inverno em função do resfriamento na superfície e pelos fortes ventos característicos durante esta estação. Em geral, a região da plataforma do BAS apresentou as maiores concentrações de clorofila, mas outras variáveis devem ser investigadas para comprovar uma possível ressurgência costeira nesta região. Em geral, a profundidade da camada de mistura apresentou um comportamento dependente das forçantes atmosféricas analisadas e o POP mostrou resultados satisfatórios para a região.

Palavras-chave: profundidade da camada de mistura; dados atmosféricos; modelo de circulação global; sensoriamento remoto.

ABSTRACT

This study investigates the seasonal variability of the mixed layer depth in the area between 13°S-23°S and 44°W-28°W, which includes the Abrolhos Bank (AB) and the Vitória-Trindade Ridge based on data of winds derived from the QuikSCAT scatterometer, incident solar radiation data product of reverse-analysis of NCEP/NCAR and numerical outputs generated by the Parallel Ocean Program (POP) model during 1994 until 2003. To reach this goal, a combination of horizontal maps (e.g. wind speed, wind stress-curl, temperature, isothermal layer depth, mixed layer depth) and Hovmoller diagrams are used. Additionally, time series were generated seeking the understanding of the physical and biological dynamics in the area of the AB. A remarkable seasonal pattern is observed, where the mixed layer is thick in summer due to the combination of high rates of incident solar radiation and small wind intensity. On the other hand, the mixed layer reached high depths during winter due to the surface cooling and the strong winds, which are characteristic of this season. In general, the area of the continental shelf of the AB shows the largest chlorophyll concentrations, but other variables should be investigated to investigate the possibility of a coastal upwelling in this area. In general, the mixed layer depth shows a behavior dependent of the atmospheric forcings analyzed here and the POP shows satisfactory results for the area.

Keywords: mixed layer depth; atmospheric data; global circulation model; remote sensing.

SUMÁRIO

1. Introdução	6
1.1. Região de Estudo	8
2. Dados e Métodos	10
2.1. Campos Originados do Parallel Ocean Program	10
2.2. Campos de Temperatura Superficial do Mar (TSM)	12
2.3. Campos Atmosféricos	13
2.3.1. Campos de Radiação Solar Incidente	13
2.3.2. Campos de Vento	13
2.4. Campos de Clorofila	14
3. Resultados	15
3.1. Validação do Parallel Ocean Program	15
3.2. Descrição dos Campos Climatológicos Sazonais Médios	18
3.2.1. Campos de TSM do POP	18
3.2.2. Campos de Salinidade do POP	20
3.2.3. Campos de Velocidade do POP	20
3.2.4. Campos de Profundidade da Camada de Mistura do POP	21
3.2.4.1. ILD	21
3.2.4.2. MLD	22
3.2.5. Campos Atmosféricos	23
3.2.5.1. Campos de Radiação Solar Incidente	23
3.2.5.2. Campos de Velocidade do Vento	25
3.2.5.3. Campos de Rotacional do Vento	26
3.2.6. Campos de Bombeamento de Ekman	28
3.3. Variabilidade da MLD	29
3.4. Variabilidade da TSM do POP	31
3.5. Variabilidade da Radiação Solar Incidente	32
3.6. Variabilidade da Velocidade do Vento	34
3.7. Variabilidade do Rotacional do Vento	36
3.8. Implicações na Região do Banco dos Abrolhos (BAS)	37
4. Discussão	42
5. Sumário e Conclusões	48

6. Referências Bibliográficas	49
7. Apêndice	54

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Número de (a) perfis de temperatura e (b) perfis de temperatura-salinidade em uma grade $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ da base de dados do NODC e do WOCE.	7
Figura 2: Ampliação da região de estudo delimitada em verde, mostrando algumas das principais correntes que dominam a circulação no Atlântico Sul.	9
Figura 3: Perfis verticais de temperatura e densidade para o verão e inverno climatológico ao longo de $17,95^{\circ}\text{S}$.	11
Figura 4: Seção de velocidade média (2000-03), em cm s^{-1} , para o perfil em 11°S com base nos dados do <i>Parallel Ocean Program</i> (POP).	16
Figura 5: Diferença (em $^{\circ}\text{C}$) entre os dados de temperatura observacionais oriundos do sensor AVHRR e os dados de temperatura do POP extraídos na profundidade de 5 metros.	17
Figura 6: Discrepância $\Delta(\%)$ entre os dados de temperatura observacionais oriundos do satélite AVHRR e os dados de temperatura do POP ($z=5\text{m}$).	18
Figura 7: Distribuição climatológica sazonal média (1994-2003) dos campos horizontais superficiais de temperatura.	19
Figura 8: Distribuição climatológica sazonal média (1994-2003) dos campos horizontais superficiais de salinidade. Sobrepostos estão campos de vetores de velocidade referentes ao escoamento geofísico.	21

Figura 9: Distribuição climatológica sazonal média (1994-2003) dos campos horizontais de profundidade da camada isotérmica.	22
Figura 10: Distribuição climatológica sazonal média (1994-2003) dos campos horizontais de profundidade da camada isopicnal.	23
Figura 11: Distribuição climatológica sazonal média (1994-2003) dos campos horizontais de entrada de onda curta.	24
Figura 12: Distribuição climatológica sazonal média (2000-03) dos campos horizontais de velocidade do vento.	25-26
Figura 13: Campos globais da média sazonal do rotacional do vento para o ano de 2000.	26
Figura 14: Distribuição climatológica sazonal média (2000-03) dos campos horizontais de rotacional do vento.	27
Figura 15: Distribuição climatológica sazonal média (2000-03) dos campos horizontais de Bombeamento de Ekman.	28
Figura 16: <i>Hovmoller</i> da profundidade da camada de mistura ao longo de 35,25°W.	30
Figura 17: <i>Hovmoller</i> da anomalia de profundidade da camada de mistura ao longo de 35,25°W.	30
Figura 18: <i>Hovmoller</i> da temperatura na profundidade de 5 metros ao longo de 35,25°W.	31
Figura 19: <i>Hovmoller</i> da anomalia de temperatura na profundidade de 5 metros ao longo de 35,25°W.	32

Figura 20: <i>Hovmoller</i> da radiação solar incidente ao longo de 35,625°W.	33
Figura 21: <i>Hovmoller</i> da anomalia da radiação solar incidente ao longo de 35,625°W.	34
Figura 22: <i>Hovmoller</i> da velocidade do vento ao longo de 35,25°W.	35
Figura 23: <i>Hovmoller</i> da anomalia de velocidade do vento ao longo de 35,25°W.	35
Figura 24: <i>Hovmoller</i> do rotacional do vento ao longo de 35,25°W.	36
Figura 25: Média anual (2000-03) de temperatura no primeiro nível do POP (z=5 m).	37
Figura 26: Séries temporais de concentração de clorofila-a, da profundidade da camada de mistura (Z_M) e da temperatura ao longo do ponto 1 (17,9°S – 39°W).	39
Figura 27: Séries temporais de concentração de clorofila-a, da profundidade da camada de mistura (Z_M) e da temperatura ao longo do ponto 2 (17,71°S – 37,4°W).	40
Figura 28: Séries temporais de concentração de clorofila-a, da profundidade da camada de mistura (Z_M) e da temperatura ao longo do ponto 3 (20,3°S – 39°W).	40
Figura 29: Séries temporais da (a) componente meridional (b) da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento, da Z_M e da temperatura ao longo do ponto 1 (17,9°S – 39°W).	42
Figura 30: Séries temporais da (a) componente meridional (b) da	42

componente zonal da tensão de cisalhamento do vento, da Z_M e da temperatura ao longo do ponto 2 ($17,71^\circ\text{S} - 37,4^\circ\text{W}$).

Figura 31: Séries temporais da (a) componente meridional (b) da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento, da Z_M e da temperatura ao longo do ponto 3 ($20,3^\circ\text{S} - 39^\circ\text{W}$). 42

Figura 32: Seção de velocidade média em 11°S de acordo com os dados de velocidade de Schott *et al.*, (2005). 44

Figura 33: Média zonal da salinidade superficial do mar para todos os oceanos, segundo Levitus (1982), e a diferença entre as taxas de evaporação e precipitação (Stewart, 2005). 46

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Exemplos de critérios usados para definir a profundidade da camada de mistura através da variação de temperatura (ΔT) ou de densidade ($\Delta \sigma_\theta$) a partir de um nível de referência na superfície.	11
Tabela 2: Produtos geofísicos do “Nível 2”.	14-15
Tabela 3: Máximo e mínimo da profundidade da camada de mistura encontrado para cada estação durante a primavera de 1999 a primavera de 2003.	30
Tabela 4: Máximo de velocidade encontrado no limite oeste e no ramo sudoeste e nordeste da APAN por diferentes trabalhos (e.g. Dengler <i>et al.</i> , 2004; Schott <i>et al.</i> , 2005) feitos na seção de 11°S.	45
Tabela 5: Valores de transporte positivo, negativo e total nas diferentes faixas de profundidade ao longo da seção em 11°S, segundo Schott <i>et al.</i> , (2005) e <i>Parallel Ocean Program</i> (POP).	45
Tabela 6: Níveis referentes à localização das variáveis (e.g. T, S) e suas respectivas profundidades no POP.	54

1. Introdução

A camada de mistura é geralmente considerada uma região quase homogênea na parte superior dos oceanos onde há pequenas variações de temperatura, de salinidade ou de densidade com a profundidade (Kara *et al.*, 2000). A variabilidade da profundidade desta camada é um indicativo comumente usado na análise da resposta da camada superior dos oceanos às forçantes atmosféricas (Noh & Lee, 2008). Entre as forçantes atmosféricas que regulam a mistura na superfície oceânica temos os ventos, as ondas, o aquecimento solar e as taxas de evaporação e precipitação. Devido à ação destas forçantes, a transferência de massa, momento e energia através da camada de mistura fornece a fonte de quase todos os movimentos oceânicos (Boyer-Montégut *et al.*, 2004).

Além disso, a camada de mistura oceânica desempenha um papel vital nas alterações climáticas, bem como no próprio ecossistema marinho (Nagai *et al.*, 2005). Conseqüentemente, como quase todas as atividades biológicas são restritas à zona eufótica na superfície oceânica, estudos climatológicos acerca da profundidade desta camada podem ser bastante úteis em estudos biológicos (e.g. Loghurst, 1995; Polovina *et al.*, 1995). Narvekar & Kumar, (2006) relacionaram a variação na profundidade desta camada a produtividade biológica marinha.

Por outro lado, a hidrodinâmica da região noroeste do Atlântico Sul (NOAS) é muito pouco conhecida. O número de estudos acerca de processos físicos atmosféricos e oceânicos que contribuem para as variações encontradas em parâmetros na superfície oceânica é limitado nesta região. Embora a região NOAS sirva como um perfeito laboratório para estudos de processos oceanográficos em baixas latitudes (Castro & Miranda, 1998), ela ainda não foi amostrada e tão pouco modelada adequadamente para a compreensão do funcionamento desse ecossistema como um todo.

Informações obtidas na literatura científica sobre os padrões de circulação, propriedades físico-químicas e termodinâmicas dessa região resultam principalmente da análise de registros hidrográficos não-sinóticos depositados em

centros de bancos de dados oceanográficos mundiais. Além disso, esses bancos de dados abrangem mais informações dos oceanos no Hemisfério Norte. Em adição, nos oceanos do Hemisfério Sul, estes dados geralmente possuem baixa resolução temporal e espacial (Figura 1). Desta forma, uma das alternativas para amenizar a falta de informação é a utilização de modelos numéricos hidrodinâmicos e dados meteoceanográficos derivados de satélite.

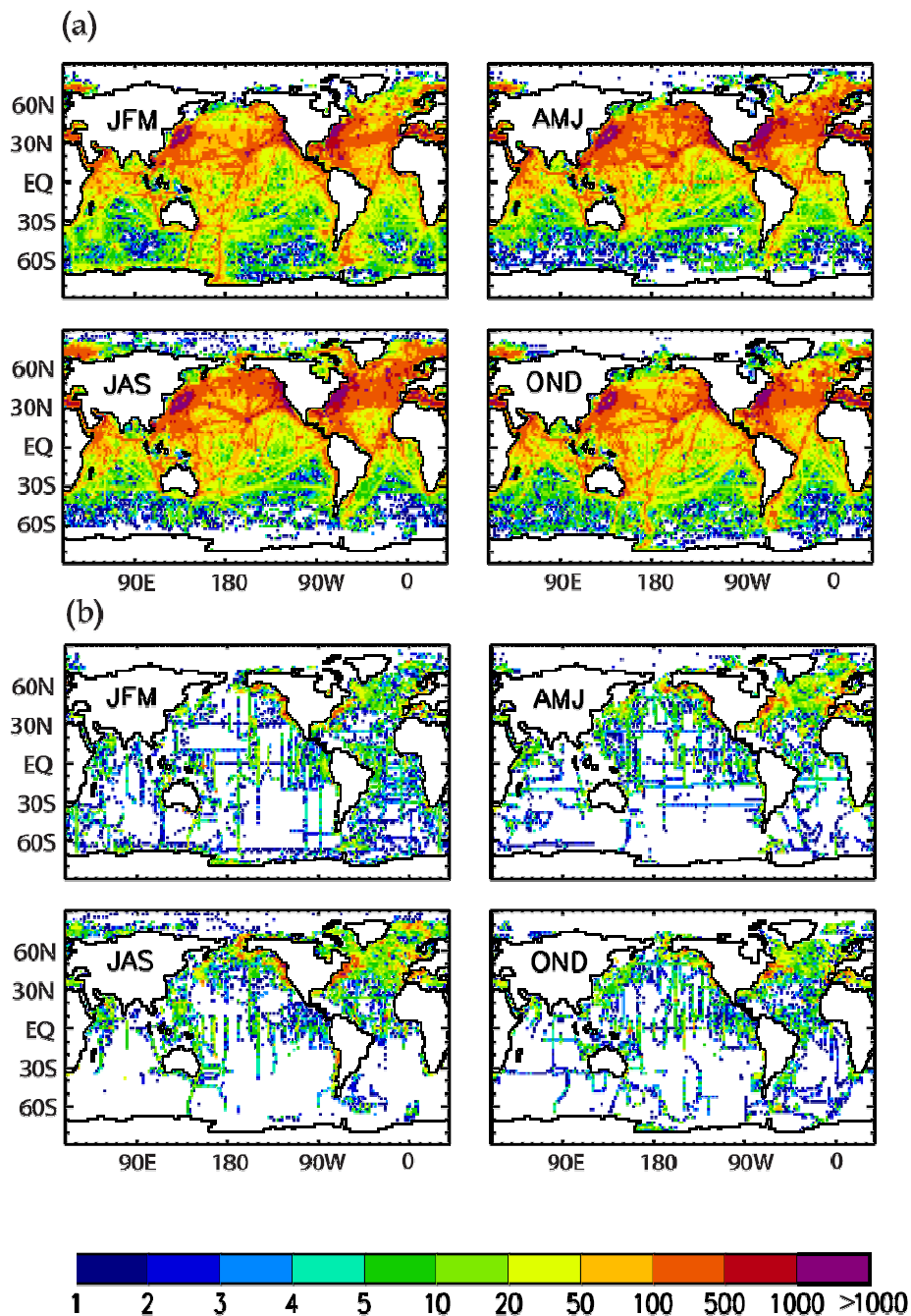


Figura 1: Número de (a) perfis de temperatura e (b) perfis de temperatura-salinidade em uma grade $2^\circ \times 2^\circ$ da base de dados do *National Oceanographic Data Center* (NODC) e do *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE). JFM, AMJ, JAS, e OND representam as 4 estações, respectivamente, Jan-Fev-Mar (verão), Abr-Mai-Jun (outono), Jul-Ago-Set (inverno) e Out-Nov-Dez (primavera) (Boyer-Montégut *et al.*, 2004).

Ao redor do globo, vários estudos já foram feitos acerca da profundidade da camada de mistura. Foltz *et al.*, (2003) estudaram a variação sazonal da camada de mistura aliada a medições de temperatura superficial do mar no Atlântico Tropical. Outros estudos no Oceano Índico relacionam a profundidade da camada de mistura e a produtividade biológica marinha (Kumar & Narvekar, 2005; Narvekar & Kumar, 2006). A variabilidade da profundidade da camada de mistura também já foi estudada com outros propósitos, como na investigação da formação de camadas barreira no Oceano Equatorial (Sprintall & Tomczak, 1992) e no Atlântico Oeste (Pailler *et al.*, 1999). Em adição, em escala global, a profundidade da camada de mistura já foi estudada por Levitus (1982), Monterey & Levitus, (1997), Kara *et al.*, (2003) e Boyer-Montégut *et al.*, (2004).

Desta forma, devido à importância local da camada de mistura na região que compreende o Banco dos Abrolhos (BAS) e adjacências e pela falta de dados *in situ*, este estudo visa o entendimento dos processos que regulam a hidrodinâmica da camada de mistura oceânica no NOAS. Para este propósito serão utilizados dados oriundos do modelo de circulação oceânica global, o *Parallel Ocean Program* (POP), dados observacionais, além de dados ambientais derivados de satélites.

O texto está estruturado da seguinte maneira: na seção 2, intitulada “Dados e Métodos”, são descritas as principais características do modelo hidrodinâmico, os conjuntos de dados utilizados do modelo e de satélites ambientais, bem como a metodologia utilizada na determinação da camada de mistura. Na seção 3, “Resultados”, inicia o estudo numa seção em 11°S , visando a validação do POP. Após são descritas as climatologias médias sazonais dos parâmetros estudados e, logo em seguida, é feita a análise da variabilidade da profundidade da camada de mistura no período que engloba a primavera de 1999 a primavera de 2003 através de diagramas *Hovmoller*. Por fim, são apresentadas séries temporais, incluindo o

estudo da concentração de clorofila ao redor do Banco dos Abrolhos (BAS). Os resultados são discutidos na seção 5. Já a seção 6 apresenta as principais conclusões deste trabalho.

1.1. Região de Estudo

A área de estudo estende-se de 13°S a 23°S, e de 44°W a 28°W compreendendo duas plataformas continentais com regimes hidrodinâmicos e geomorfológicos distintos: a plataforma continental leste brasileira (PCLB), de 8°S a 15 °S, e a plataforma de Abrolhos-Campos (PAC), de 15°S a 23 °S (Figura 2) (Castro & Miranda, 1998; Knoppers *et al.*, 1999).

Ao norte de 15 °S, a plataforma continental é relativamente estreita, com aproximadamente 15 km de largura e a profundidade de quebra da plataforma ocorre em torno dos 60 m. A PCLB é dominada pela presença da Corrente Norte do Brasil, a Corrente Sul Equatorial e pela Corrente do Brasil (Castro & Miranda, 1998) (Figura 2).

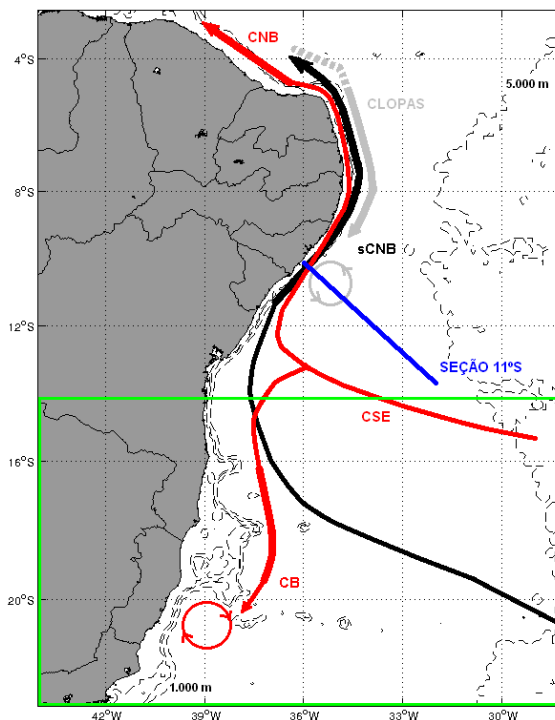


Figura 2: Ampliação da região de estudo delimitada em verde, mostrando algumas das principais correntes que dominam a circulação no Atlântico Sul. A circulação superficial (0-100 m), em

vermelho, evidencia a Corrente Sul-Equatorial (CSE), a Corrente Norte do Brasil (CNB) e a Corrente do Brasil (CB), a circulação entre 100-500 m, em preto, evidencia a Subcorrente Norte do Brasil (sCNB) e a circulação em níveis mais profundos, em cinza, evidencia a Corrente de Limite Oeste Profunda do Atlântico Sul (CLOPAS). Adicionalmente, em azul, temos a seção em 11°S a qual serão exibidos os resultados de validação do POP a seguir.

Abaixo dessa latitude até o paralelo de 23 °S, a topografia é complexa. A extensão da PAC é bem variável com uma largura de 35 km na sua porção norte, aumentando na direção sul nas proximidades do Banco de Royal Charlotte, onde atinge 110 km. Em seguida ela se estreita (~ 45 km) para novamente se estender até 190 km na altura do BAS (Castro & Miranda, 1998).

O NOAS abriga uma das maiores e mais ricas estruturas recifais do Brasil, o BAS. O BAS representa um dos mais importantes ecossistemas marinhos brasileiros, abrangendo a maior biodiversidade do Atlântico Sul e abrigando diversas espécies de mamíferos, tartarugas, peixes e invertebrados marinhos ameaçados de extinção (e.g., Leão *et al.*, 2003). Além disso, mais ao sul da região de estudo, outra estrutura geomorfológica presente é a Cadeia Vitória-Trindade. Uma longa cadeia formada de ilhas oceânicas e montes submarinos disposta na crosta oceânica em torno de 20,5°S, culminando, a leste, nas Ilhas de Trindade e Martin Vaz e em direção à costa da cidade de Vitória – ES.

2. Dados e Métodos

Para o estudo da variabilidade espaço-temporal da profundidade da camada de mistura e das forçantes responsáveis por esta variação, foram utilizados dados do modelo de circulação oceânica global, o *Parallel Ocean Program* (POP) (Maltrud & McClean, 2005), complementados por dados de radiação solar incidente e dados de ventos do satélite *QuikSCAT* (NASA).

2.1. Campos Originados do *Parallel Ocean Program*

Os dados de temperatura, salinidade, profundidade da camada isotérmica (ILD^{*}) e profundidade da camada isopicnal (MLD^{*}) foram derivados do POP. Trata-se de um modelo de circulação oceânica global, de coordenada z , com uma resolução horizontal de $1/10^\circ$ e uma resolução vertical de 40 níveis de profundidade, havendo uma maior resolução próxima a superfície (Tabela 6; seção 7). As saídas do modelo correspondem ao período de 1994 a 2003, após 15 anos de *spin-up* (1979 a 1993), e são sazonais: verão (Jan-Fev-Mar), outono (Abr-Mai-Jun), inverno (Jul-Ago-Set) e primavera (Out-Nov-Dez).

Aplicando o conceito de camada de mistura para uma região oceânica, é preciso ter cuidado na escolha de uma camada que seja compatível à física do problema a ser estudado. Matematicamente, a profundidade da camada de mistura é definida como a profundidade a qual alguma propriedade oceânica (e.g. temperatura, salinidade, densidade) desvie de seu valor de superfície. A análise de perfis extraídos na região de estudo indica que a ILD e a MLD, em geral, parecem coincidir no oceano superior (Figura 3). No entanto, entre as diversas maneiras de se determinar a camada de mistura (Lorbacher *et al.*, 2006) (Tabela 1), a decisão de qual o critério deve ser usado para definir a sua profundidade é importante. Portanto, neste trabalho foi usada a mesma definição usada no estudo global feito por Levitus (1982), partindo do pressuposto que esta mesma definição foi usada por Cirano *et al.*, (2006), o qual alcançaram resultados satisfatórios no estudo da região oeste do Atlântico Sul baseando-se em dados hidrodinâmicos do modelo OCCAM (*Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project*). Entretanto, na seção 3.3 e 3.8, a análise da variabilidade da profundidade da camada de mistura será conduzida com os resultados referentes a ILD.

^{*} MLD e ILD derivam dos termos em inglês *mixed layer depth* e *isothermal layer depth*, normalmente utilizados para designar a profundidade da camada isopicnal e a profundidade da camada isotérmica, respectivamente.

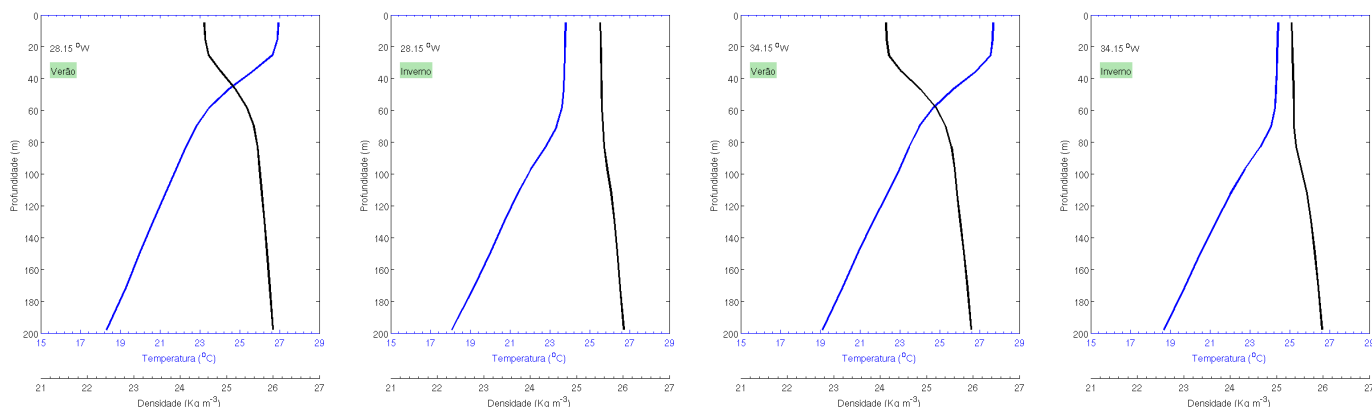


Figura 3: Perfis verticais de temperatura (linha azul) e densidade (linha preta) para o verão e inverno climatológico ao longo de 17,95°S.

Tabela 1: Exemplos de critérios usados para definir a profundidade da camada de mistura através da variação de temperatura (ΔT) ou de densidade ($\Delta\sigma_\theta$) a partir de um nível de referência na superfície.

Autor	Região de estudo	Critério usado para definir a profundidade da camada de mistura a partir de um nível de referência
Sprintall & Roemmich, (1999)	Oceano Pacífico	$\Delta T = 0,1^\circ\text{C}$ e $\Delta\sigma_\theta = \partial\sigma_\theta/\partial T \times \Delta T$ com $\Delta T = 0,1^\circ\text{C}$
Kara <i>et al.</i> , (2000)	Oceano Global	$\Delta T = 0,8^\circ\text{C}$
Spall <i>et al.</i> , (2000)	Atlântico Norte	$\Delta T = 0,5^\circ\text{C}$
Foltz <i>et al.</i> , (2003)	Atlântico Tropical	$\Delta T = 0,5^\circ\text{C}$
Thomson & Fine, (2003)	Pacífico Norte	$\Delta\sigma_\theta = 0,01$ a $0,03 \text{ Kg m}^{-3}$
Kumar & Narvekar, (2005)	Oceano Índico	$\Delta T = 1^\circ\text{C}$
Neste trabalho	Atlântico Sul Tropical	$\Delta T = 0,5^\circ\text{C}$ e $\Delta\sigma_\theta = 0,125 \text{ Kg m}^{-3}$

2.2. Campos de Temperatura Superficial do Mar (TSM)

Os campos de TSM, derivados do sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) que voa a bordo dos satélites polares da NOAA da série TIROS-N, são processados e distribuídos pela *National Oceanographic Data Center/Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science* (NODC/RSMAS).

O AVHRR é um sensor de varredura concebido para diversas aplicações meteorológicas e oceanográficas e usado amplamente na detecção de TSM. Trata-se de um radiômetro multiespectral acoplado a um sistema de varredura transversal à trajetória do satélite que mede a radiação eletromagnética refletida/emitada pela superfície do planeta em comprimentos de onda que vão desde o espectro do visível até o infravermelho (NOAA, 2008). Entretanto, dados de TSM derivados do AVHRR são afetados pela presença de nuvens e aerossóis na atmosfera, que por sua vez podem gerar erros ou impossibilitar a medição da TSM. A fim de minimizar este problema, o *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) da NASA desenvolveu um algoritmo denominado de “*PathFinder Best SST*”, com uma precisão de 0,1°C e um erro quadrático médio (“RMS”) de 0,94°C (e.g. Smith *et al.*, 1996; Kilpatrick *et al.*, 2001). Neste trabalho, foram utilizados dados climatológicos mensais da versão 5 do “*PathFinder Best SST*” (PV5). O PV5 utiliza uma versão melhorada do algoritmo distribuído na versão anterior (PV4), com uma resolução espacial nominal de 4 km x 4 km. Estes dados são distribuídos gratuitamente pelo *JPL Physical Oceanography Distributed Active Archive Center* (PO.DAAC, <http://podaac.jpl.nasa.gov>).

Para a validação do modelo, como os dados do satélite estavam dispostos numa grade global de 4096 x 8129, após a demarcação da região de estudo, fez-se necessário a interpolação horizontal dos dados de TSM do satélite à grade do modelo. Após este procedimento, computou-se a diferença (ΔT) entre os dados de observação do satélite (OS) e a temperatura no primeiro nível do modelo (RM), correspondente a profundidade de 5 m, como mostra a equação 1:

$$\Delta T = OS - RM \quad (1)$$

Além disso, foi calculada a discrepância (Δ) entre os dados de observação do satélite e a temperatura no primeiro nível do modelo, correspondente a profundidade de 5 m, como mostra a equação 2:

$$\Delta(\%) = \left| \frac{OS - RM}{OS} \right| \times 100 \quad (2)$$

2.3. Campos Atmosféricos

2.3.1. Campos de Radiação Solar Incidente

Os dados de radiação solar incidente são produto de reanálise do NCEP/NCAR e estão dispostos numa grade T62 gaussiana com 192 x 94 pontos distribuídos ao redor do globo. Foram calculadas as médias sazonais do ano de 1994 a 2003 de acordo a discretização temporal do modelo. Desta forma, mostramos as climatologias sazonais de 1994 a 2003 da região de estudo. Em adição, foi feito um diagrama *Hovmoller* para a longitude de 35,625°W com as médias sazonais referentes somente ao período de outubro de 1999 a dezembro de 2003.

2.3.2. Campos de Vento

Os dados relacionados à intensidade dos ventos possuem resolução de 0,5° x 0,5° e são derivados do escaterômetro *SeaWinds* que voa a bordo do satélite *QuikSCAT*. O banco de dados utilizado foi extraído de <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/mwf-quikscat/data/>. Desta forma, os dados que geraram os resultados de intensidade, tensão de cisalhamento e rotacional do vento são produtos do IFREMER. Para calcular o Bombeamento de Ekman utilizou-se o produto de rotacional do vento do IFREMER, substituindo na seguinte equação:

$$-\rho_0\omega = \text{curl}(\tau/f) = \partial(\tau_y/f)/\partial x - \partial(\tau_x/f)/\partial y \quad (3)$$

Na equação (3), ρ_0 é a densidade de referência, ω é a velocidade vertical, $\text{curl}(\tau)$ corresponde à componente vertical do rotacional do vento e f é o parâmetro de *Coriolis*, sendo sempre negativo para o Hemisfério Sul. Desta forma, sendo $\text{curl}(\tau/f) < 0$, temos $\omega > 0$ ou subsidência. Para que os campos médios de vento pudessem ser comparados com as médias sazonais do modelo, computou-se a

média sazonal dos dados do *QuikSCAT* de outubro de 1999 até dezembro de 2003. Já o cálculo das climatologias sazonais para a velocidade, rotacional do vento e Bombeamento de Ekman foi feito somente do ano de 2000 a 2003. Como os dados de vento do *QuikSCAT* compreendem uma série temporal inferior a do modelo, em alguns momentos (e.g. diagramas *Hovmoller*, gráficos de séries temporais), somente os campos referentes a primavera de 1999 até a primavera de 2003 serão apresentados neste trabalho. Em adição, no estudo da tensão de cisalhamento nas séries temporais, houve a necessidade da interpolação horizontal dos dados de vento à grade do modelo.

2.4. Campos de Clorofila

Os dados de clorofila são coletados pelo sensor *SeaWiFS* (*Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor*) que voa a bordo do satélite ambiental *SeaStar*. Este satélite, que possui uma órbita heliosíncrona e voa a uma altitude de 705 km, foi desenvolvido pela *Orbital Sciences Corporation* e está em operação desde agosto de 1997.

O *SeaWiFS*, que apresenta uma resolução espacial nominal de 1 km x 1 km, é o sucessor do sensor *Coastal Zone Color Scanner* (CZCS) que deixou de operar em 1986. O *SeaWiFS* consiste de um sensor de varredura óptico com oito canais espectrais, que cobrem o espectro de energia eletromagnética da faixa do visível ao infravermelho proximal (i.e., 402 a 885 nm). Os dados utilizados neste trabalho correspondem aos campos mensais com resolução espacial de 9 km x 9 km, georeferenciados do “Nível 2”. Este nível consiste de seis radiâncias refletidas normalizadas* e cinco parâmetros geofísicos derivados dos dados de radiância. Estes onze produtos geofísicos são apresentados na tabela abaixo e podem ser baixados gratuitamente do site <ftp://oceans.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/Mapped/Monthly/CHLO/>.

Tabela 2: Produtos geofísicos do “Nível 2”.

* Dados de radiância corrigidos devido ao espalhamento da luz pela atmosfera e dos diferentes ângulos solares a partir do ponto a nadir.

Parâmetro Geofísico	Característica
Radiância Refletida Normalizada	412 nm
Radiância Refletida Normalizada	443 nm
Radiância Refletida Normalizada	490 nm
Radiância Refletida Normalizada	510 nm
Radiância Refletida Normalizada	555 nm
Radiância Refletida Normalizada	670 nm
Concentração de Clorofila- <i>a</i>	mg m ⁻³
Coeficiente de Atenuação da Luz na Água	K490
Coeficiente de Angstrom	510-865 nm
Espessura Ótica do Aerosol	865 nm

No estudo das séries temporais houve a necessidade de interpolar horizontalmente os dados de clorofila a mesma grade do modelo.

3. Resultados

3.1. Validação do *Parallel Ocean Program*

A validação do POP é inicializada através da análise de uma seção extraída de um perfil vertical realizado próximo a latitude de 11°S (Figura 2 e 4). Apesar deste perfil não contemplar a área de estudo, ele foi escolhido por ter sido extensivamente estudado e descrito na literatura (e.g. Dengler *et al.*, 2004; Schott *et al.*, 2005). O perfil foi rotacionado de maneira semelhante à maneira feita nos estudos que serão mencionados mais adiante na discussão. Desta forma, os resultados de velocidade e transporte do modelo poderão ser comparados com valores de velocidade e transporte oriundos de dados observacionais coletados a bordo de cruzeiros oceanográficos.

Podemos observar no limite oeste um fluxo bastante organizado na direção nordeste até a profundidade de aproximadamente 1000 m, representando o ramo norte da bifurcação da CSE e a sCNB. Nesta seção, o núcleo da corrente alcança a

velocidade de 50 cm s^{-1} . Adicionalmente, em profundidades mais elevadas é mostrada a formação de um dipolo de velocidade, ou seja, mais próximo da costa os valores de velocidade indicam um fluxo na direção sudoeste, enquanto que a oeste da longitude de $34,5^\circ\text{W}$ o fluxo retoma na direção nordeste. Esta característica é bem marcada pela isolinha de zero de velocidade, indicando a inversão do fluxo. Nesta região, no sentido sudoeste a velocidade alcança aproximadamente 15 cm s^{-1} em 2000 m, por outro lado, no sentido nordeste a intensidade diminui e alcança um máximo em torno de 5 cm s^{-1} .

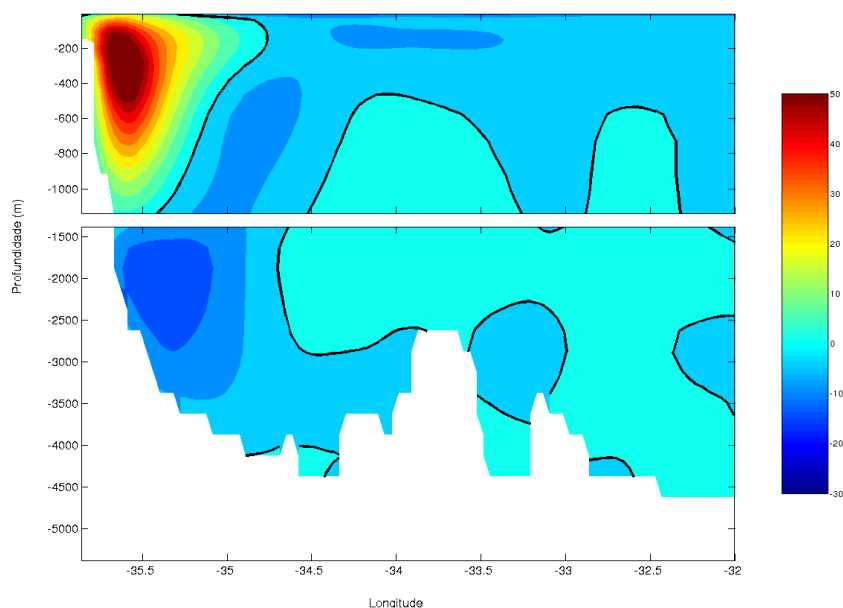


Figura 4: Seção de velocidade média (2000-03), em cm s^{-1} , para o perfil em 11°S com base nos dados do POP. A linha preta indica onde a velocidade se iguala a zero. Os valores negativos indicam fluxo para o sudoeste. Para uma melhor visualização, nos primeiros 1000 m de profundidade aplicou-se um exagero vertical de 3 vezes.

Além disso, os campos climatológicos sazonais de temperatura no primeiro nível do modelo ($z=5 \text{ m}$) foram comparados aos campos climatológicos de TSM oriundos do satélite AVHRR (Figura 5). Para a visualização dos locais os quais o resultado do modelo diverge dos valores observacionais do satélite, computou-se a diferença $\Delta T = \text{observação do satélite (OS)} - \text{resultado do modelo (RM)}$. De uma forma geral, as maiores diferenças ocorreram sobre a plataforma continental, por exemplo, na ordem de 3°C no verão (Figura 5a). O inverno (Figura 5c) apresentou as menores diferenças na região da plataforma ($< 2^\circ\text{C}$). Ou seja, nestas regiões há uma tendência do modelo subestimar os valores observacionais de temperatura. Em

direção ao leste, nas regiões mais distantes da costa, os resultados das duas análises mostraram diferenças desprezíveis.

Adicionalmente, através da fórmula $\Delta(\%) = |(OS - RM) \div OS| \times 100$ foram calculadas as discrepâncias entre os dados de observação do satélite e os dados do modelo (Figura 6). Valores de discrepância inferiores ou iguais 10% ($\Delta \leq 10\%$) são considerados satisfatórios, ou seja: o modelo reproduz relativamente bem os dados de TSM observadas pelo AVHRR. Novamente, em todas as estações, os valores mais destoantes são localizados na região da plataforma. No verão (Figura 6a), a discrepância alcança os valores mais elevados sobre a plataforma, chegando ao máximo de 10%. No inverno (Figura 6c), os valores de discrepância na região do BAS alcançam o mínimo.

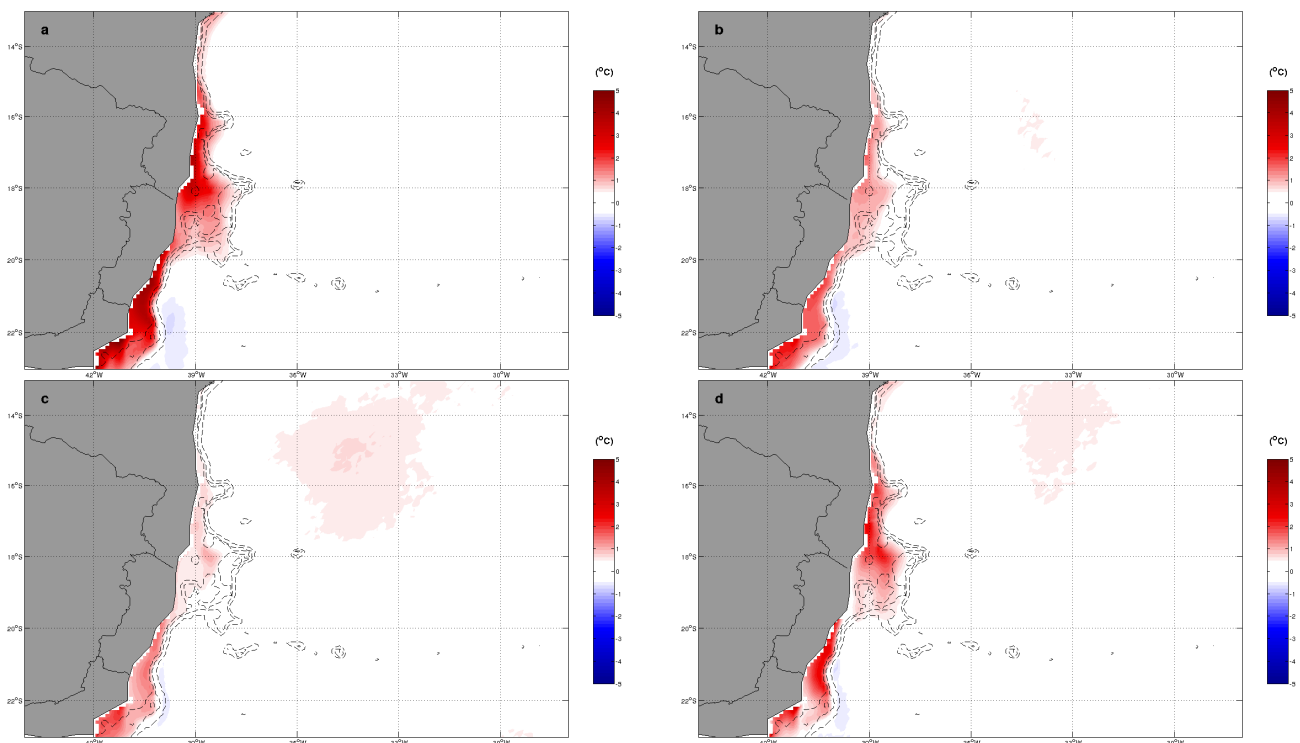


Figura 5: Diferença ($\Delta T = OS - RM$, em $^{\circ}C$) entre os dados de temperatura observacionais oriundos do sensor AVHRR e os dados de temperatura do POP extraídos na profundidade de 5 metros para o (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera. A climatologia foi feita para o período de 1994 a 2003.

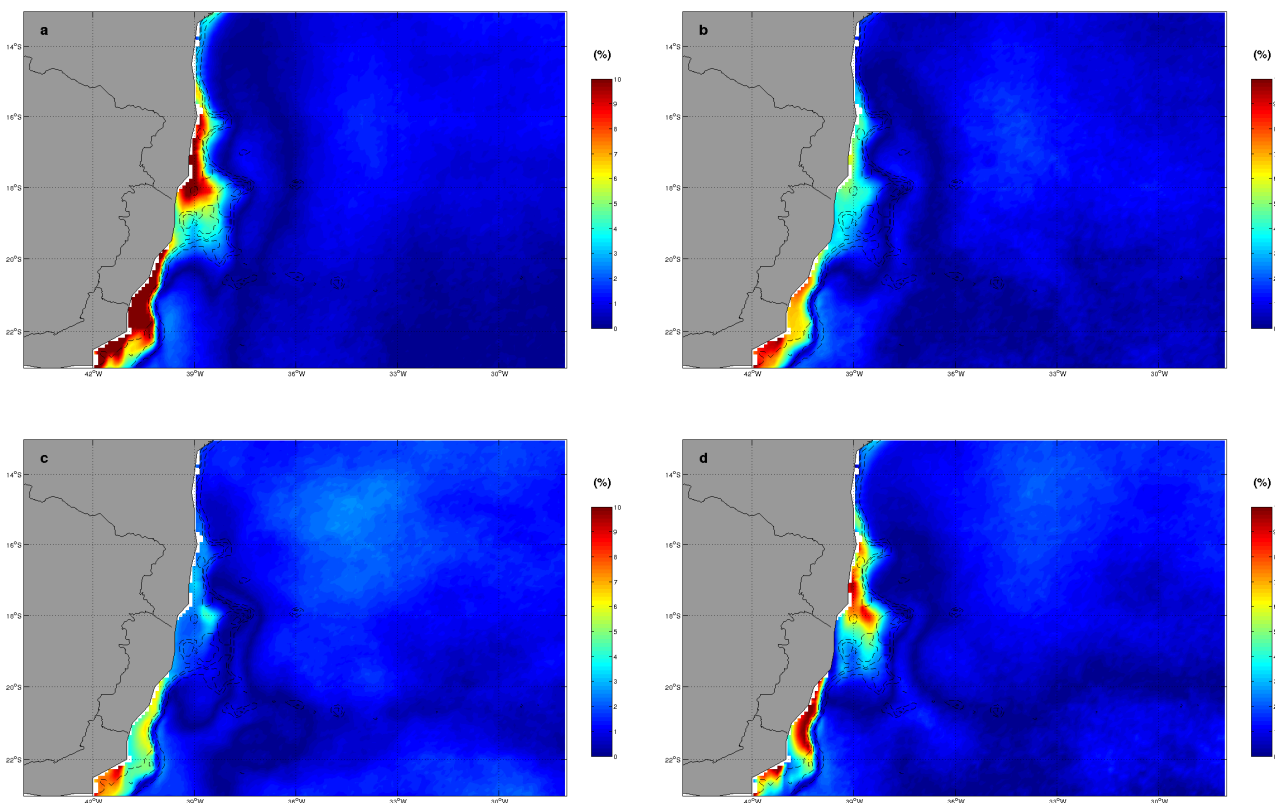


Figura 6: Discrepância ($\Delta(\%) = |(OS - RM) \div OS| \times 100$) entre os dados de temperatura observacionais oriundos do satélite AVHRR e os dados de temperatura do POP extraídos na profundidade de 5 metros para o (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera. A climatologia foi feita para o período de 1994 a 2003.

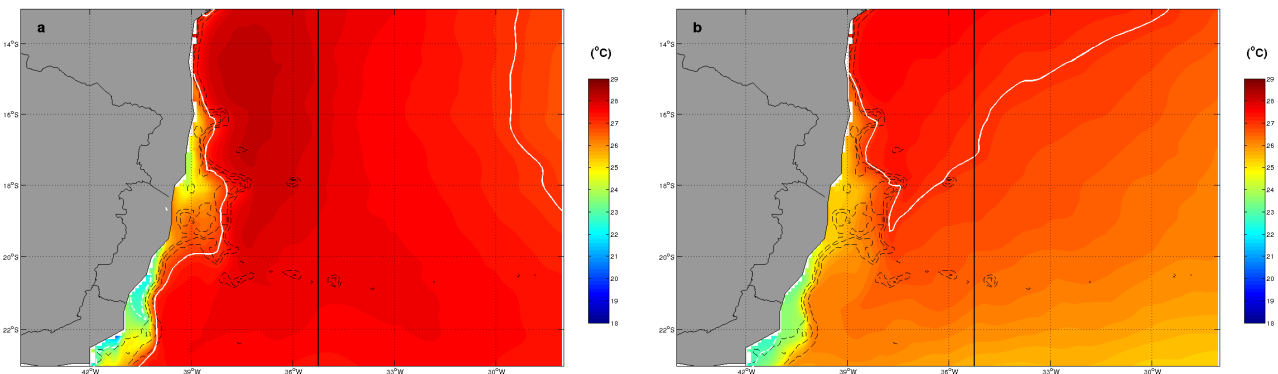
3.2. Descrição dos Campos Climatológicos Sazonais Médios

3.2.1. Campos de TSM do POP

A Figura 7 apresenta a climatologia sazonal média (1994-2003) dos campos horizontais superficiais de temperatura na profundidade de 5 metros, equivalente ao 1º nível do modelo. Como era de se esperar, em geral, a climatologia de verão (Figura 7a) exibe os maiores valores de temperatura (até 29°C). No entanto, menores valores de temperatura (20 – 25°C) foram encontrados em algumas regiões sobre a plataforma continental. Na região sobre a plataforma, vale enfatizar a presença de uma língua de água fria na região do BAS, entre 17 e 19°S, e também uma estreita região com temperaturas bastante reduzidas ao sul de 19,5°S,

adjacente aos estados do Espírito Santo (ES) e do Rio de Janeiro (RJ). Na climatologia de outono (Figura 7b), em geral, há uma queda da temperatura em relação ao evidenciado no verão. Nesta estação, a temperatura alcança valores de 26-27°C. Entretanto, sobre o BAS os valores de temperatura ao invés de reduzirem, sofreram um leve aumento, alcançando 25,5°C. Na climatologia de inverno (Figura 7c), em geral, são obtidos os menores valores de temperatura. A temperatura alcança 22,5°C ao sul da região, marcado pela isoterma de 23°C (próxima a latitude de 22°S), e aumenta gradativamente em direção ao norte, alcançando até 26°C. Entretanto, a região da plataforma continental não passa por este aumento gradativo, pois como nas estações anteriores, é marcante a presença de águas com temperaturas inferiores a 24°C sobre o BAS, entre 17°S e 19°S, e valores entre 20 e 22 °C, ao sul de 19,5°S. Na climatologia de primavera (Figura 7d), a temperatura da água aumenta em relação ao inverno. Nesta estação, a temperatura alcança valores máximos de até 27°C. Novamente, nota-se a presença da língua de água fria sobre o BAS, desta vez, sendo mais acentuada espacialmente em relação as outras estações. Ao sul de 19,5°S permanece com águas com temperaturas mais frias na estreita região sobre a plataforma continental.

Devido à importância ecológica do ecossistema de Abrolhos, a presença de águas com temperaturas inferiores sobre o BAS, em torno de 24°C no verão, por exemplo, serviu como um dos principais motivos para o desenvolvimento deste estudo. Esta foi uma característica presente em todas as estações, porém, especialmente, como pôde ser visto nas climatologias, obteve maiores expressões no verão e na primavera.



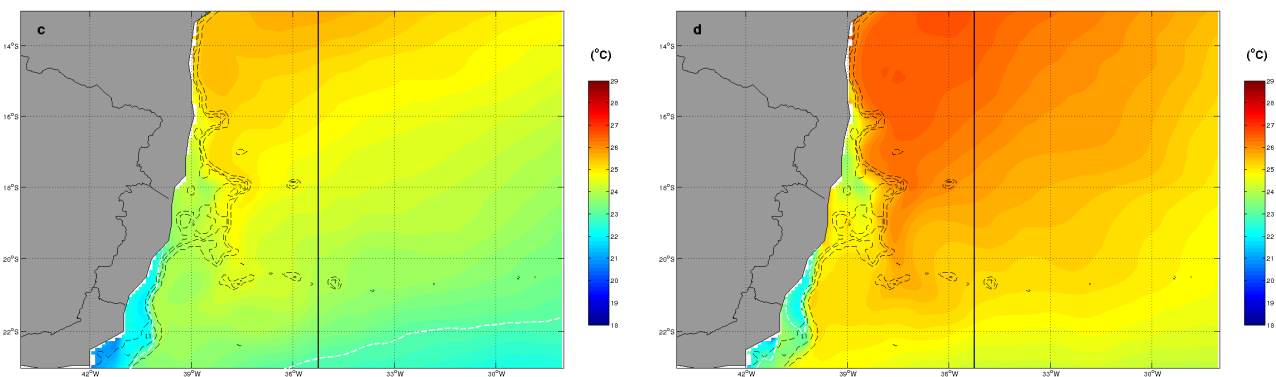


Figura 7: Distribuição climatológica sazonal média (1994-2003) dos campos horizontais superficiais de temperatura (em °C) para o (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera a 5 m de profundidade com base na climatologia do POP. As isolinhas pretas tracejadas representam a profundidade de 50 m, 200 m e 1000 m, a branca tracejada a temperatura de 23°C, a branca contínua a temperatura de 27°C e a isolinha preta contínua corresponde a longitude de 35,25°W utilizada na geração dos diagramas *Hovmoller* na seção 3.3.

3.2.2. Campos de Salinidade do POP

A Figura 8 apresenta as médias climatológicas sazonais (1994-2003) para a salinidade na profundidade de 5 metros. Sobrepostos estão os vetores de velocidade referentes ao campo climatológico sazonal do escoamento geofísico, também na profundidade de 5 m. Observam-se características importantes sobre a plataforma continental. Por exemplo, como nas climatologias de temperatura, nota-se a presença de duas regiões peculiares: uma sobre o BAS e outra adjacente aos estados do ES e do RJ, ao sul de 19,5°S. Nestas duas regiões, a salinidade alcança os menores valores em relação ao restante da região de estudo. Sobre o BAS a salinidade alcança o máximo de 37 g/g na climatologia de inverno (Figura 8c), mas no verão (Figura 8a), no outono (Figura 8b) e na primavera (Figura 8d) a salinidade alcança aproximadamente 36,75 g/g. Na estreita região da plataforma, adjacente aos estados do ES e do RJ, os menores valores de salinidade são encontrados na climatologia de verão, em torno de 35,75 g/g, não havendo mudanças relevantes entre as estações. No entanto, menores valores encontrados próximos ao estado do RJ refletem a ressurgência de Cabo-Frio, pois durante o verão esta região apresenta baixos valores de temperatura. Menos importante, a salinidade também é reduzida

(valores entre 36,5 e 36,8 g/g) acima de 15°S no extremo norte da região, bastante evidente nas climatologias de verão, outono e primavera.

3.2.3. Campos de Velocidade do POP

Em geral, o escoamento geofísico (Figura 8) acompanha a topografia da região. Observa-se um escoamento médio em direção ao sul sobre o talude continental, representando a Corrente do Brasil. Na climatologia de primavera (Figura 8d), seguida da climatologia de verão (Figura 8a), o escoamento é mais intenso comparado às outras estações, sendo o escoamento mínimo presente na climatologia de inverno (Figura 8c). A Corrente do Brasil é bastante organizada próximo à costa entre as latitudes de 13°S e 16°S. A partir de aproximadamente 16°S ela se distancia da costa, muito possivelmente devido à orientação da topografia e a presença do Banco Royal Charlotte e da PAC, apesar de seu fluxo ainda se manter na mesma direção sul.

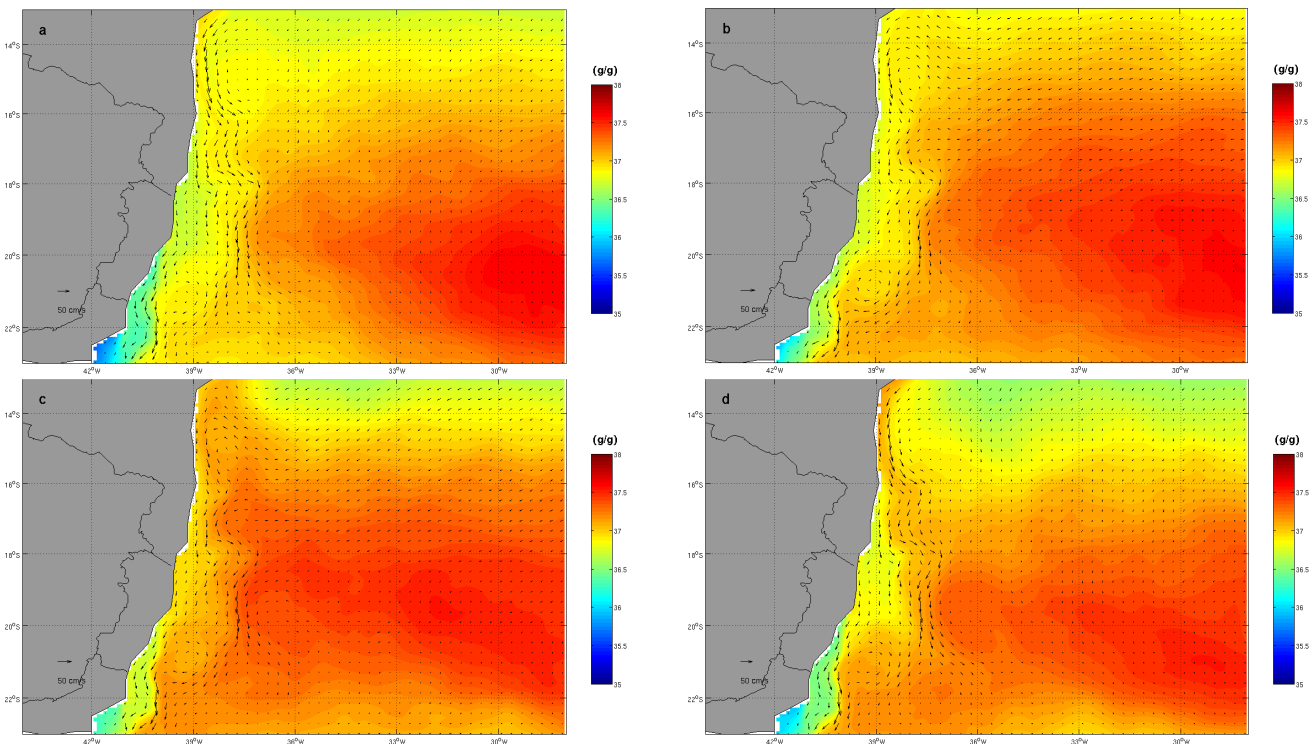


Figura 8: Distribuição climatológica sazonal média (1994-2003) dos campos horizontais superficiais de salinidade para o (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera a 5 m de profundidade com base na climatologia do POP. Sobrepostos estão campos de vetores de velocidade referentes ao escoamento geofísico, também na profundidade de 5 m.

3.2.4. Campos de Profundidade da Camada de Mistura do POP

3.2.4.1. ILD

A Figura 9 mostra as médias climatológicas para a profundidade da camada isotérmica (ILD). Em geral, a média climatológica de verão (Figura 9a) exibe os menores valores de ILD. Na extensão da plataforma continental, a ILD alcança 20 m de profundidade. No entanto, em outras regiões é possível identificar profundidades superior a 30 m, marcado pela isolinha que representa esta ILD. Na climatologia de outono (Figura 9b), em geral, a camada isotérmica afunda em relação ao verão, alcançando valores de 40 m sobre a PAC e de até 50-60 m em regiões mais distante da costa. A climatologia de inverno (Figura 9c) apresenta os maiores valores de ILD (80-100 m). Nesta estação, a homogeneidade da temperatura na coluna d'água alcança o limite de topografia em algumas regiões mais rasas sobre a plataforma continental. Por fim, na climatologia de primavera (Figura 9d), a camada isotérmica restabelece valores reduzidos de 20 m sobre a plataforma continental, possuindo características mais próximas ao evidenciado no verão.

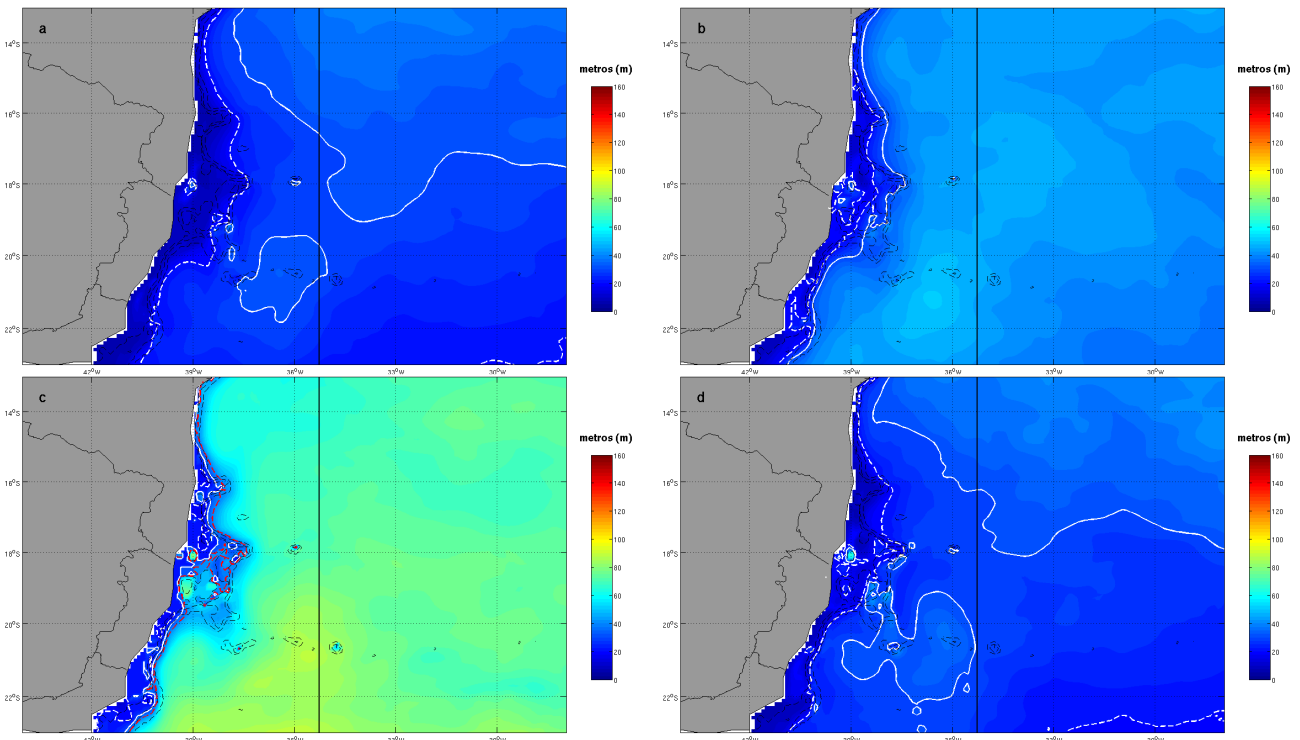
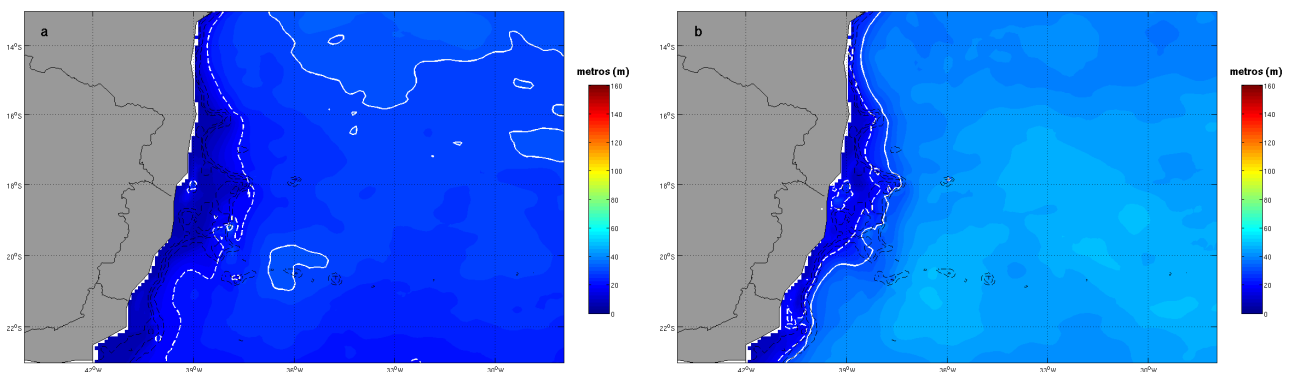


Figura 9: Distribuição climatológica sazonal média (1994-2003) para o (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera dos campos horizontais da profundidade da camada isotérmica (ILD) em

metros (m). A isolinha branca tracejada corresponde a ILD de 20 m, a branca contínua corresponde a ILD de 30 m, a preta contínua corresponde a longitude de 35,25°W utilizada na geração dos diagramas *Hovmoller* na seção 3.3 e a vermelha tracejada corresponde ao máximo de ILD encontrado no verão.

3.2.4.2. MLD

A Figura 10 mostra as climatologias de profundidade da camada isopical (MLD). Na climatologia de verão (Figura 10a), as menores profundidades são encontradas próximas a plataforma continental. Nesta região, a profundidade da camada isopical varia de 0 a 20 m, claramente marcado através da posição da isolinha que indica a MLD de 20 m. Na climatologia de outono (Figura 10b), como aconteceu para a ILD, a MLD aumenta em relação ao verão, assumindo valores de até 30 m na região da plataforma continental. Outras regiões mais distantes da costa, a MLD alcança aproximadamente 60 m. No inverno (Figura 10c), a média climatológica apresenta os maiores valores de MLD, alcançando 40 m em boa parte da plataforma continental. Nesta estação, o resultado mais interessante é a presença de valores bem altos a leste de 36°W e sul de 18°S. Na climatologia de primavera (Figura 10d), a profundidade da camada isopical retorna a padrões semelhantes ao evidenciado no verão. Nesta estação, a MLD alcança em torno de 20 m sobre a plataforma e em torno de 30 m na maior parte da região.



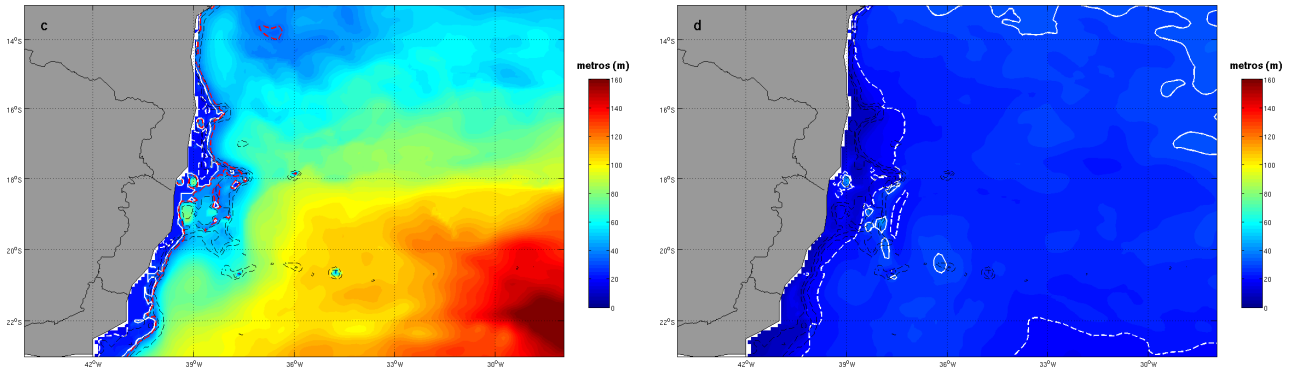


Figura 10: Distribuição climatológica sazonal média (1994-2003) para o (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera dos campos horizontais da profundidade da camada isopical (MLD) em metros (m). A isolinha branca tracejada corresponde a MLD de 20 m, a branca contínua corresponde a MLD de 30 m e a vermelha tracejada corresponde ao máximo de MLD encontrado no verão.

3.2.5. Campos Atmosféricos

3.2.5.1. Campos de Radiação Solar Incidente

A Figura 11 apresenta as climatologias sazonais de radiação solar incidente ou da entrada de onda curta. A climatologia de verão (Figura 11a) exhibe valores elevados na região ao sul de 18°S, chegando a superar 300 W m⁻². Em geral, há uma redução da entrada de radiação solar em direção a latitudes mais ao norte, alcançando um mínimo de aproximadamente 225 W m⁻². A entrada da radiação de onda curta alcança a menor intensidade durante o outono, quando comparado as demais estações. A climatologia desta estação (Figura 11b) mostra valores em torno de 225 W m⁻² a oeste de 34°W e, a leste desta longitude, os valores reduzem-se a aproximadamente 200 W m⁻². Na climatologia de inverno (Figura 11c), a entrada de onda curta alcança valores superiores a 250 W m⁻² na região a oeste de 34°W, abrangendo o BAS e o Banco Royal Charlotte. A leste de 34°W, os valores decaem a aproximadamente 225 W m⁻². Ao contrário do evidenciado no outono, na primavera encontram-se os valores mais elevados de radiação solar incidente. A climatologia desta estação (Figura 11d) evidencia valores em torno de 330 W m⁻² nas latitudes mais ao sul. No entanto, no norte-nordeste a entrada de onda curta decai até valores inferiores a 300 W m⁻².

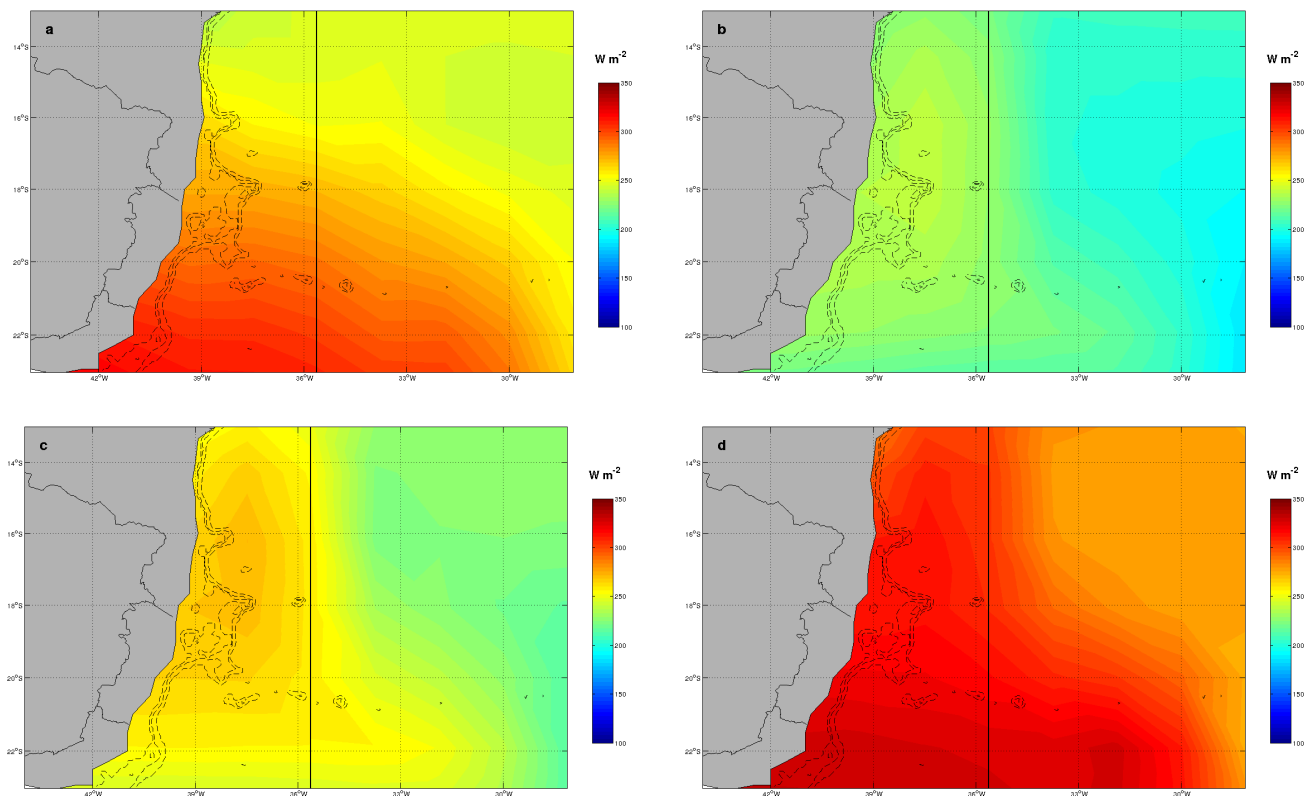


Figura 11: Distribuição climatológica sazonal média (1994-2003) para o (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera dos campos horizontais de radiação solar incidente (em $W m^{-2}$). As isolinhas pretas tracejadas representam a profundidade de 50 m, 200 m e 1000 m e a linha preta contínua corresponde a longitude de $35,625^{\circ}W$ utilizada para a geração dos diagramas *Hovmoller* da radiação solar incidente na seção 3.3.

3.2.5.2. Campos de Velocidade do Vento

A Figura 12 exibe as médias climatológicas sazonais de velocidade do vento (2000-03). Em geral, na climatologia de verão (Figura 12a) a velocidade do vento alcança os valores mais baixos ($6 - 6,5 m s^{-1}$) quando comparada às outras estações, porém são encontradas intensidades elevadas ($\sim 7,8 m s^{-1}$) de velocidade do vento abaixo de $20^{\circ}S$ e entre $39^{\circ}W$ e $42^{\circ}W$. Na região do Royal Charlotte e do BAS os ventos são menos intensos (i.e., $\sim 6 m s^{-1}$) em relação ao restante da área de estudo. Já na climatologia de outono (Figura 12b), em geral, é evidenciado um aumento na velocidade do vento em relação ao verão ($6,5 - 7 m s^{-1}$). Apesar disso, é sobre o BAS que a intensidade do vento permanece reduzida ($\sim 6 m s^{-1}$). A climatologia de inverno (Figura 12c) apresenta os valores mais altos de velocidade do vento. Na região sudoeste, abaixo de $21^{\circ}S$ e entre $39^{\circ}W$ e $42^{\circ}W$, a velocidade do vento chega

até $8,4 \text{ m s}^{-1}$ nesta estação. O mesmo acontece na região nordeste a norte de 15°S e a oeste de 33°W . Entretanto, mesmo havendo um aumento na intensidade do vento em relação às estações anteriores, valores de velocidade inferiores a 7 m s^{-1} também são encontrados sobre o Banco de Royal Charlotte e o BAS. Por fim, na climatologia de primavera (Figura 12d) a velocidade do vento alcança até $8,6 \text{ m s}^{-1}$ abaixo de 20°S e a oeste de 37°W , o maior registro de velocidade do vento entre as climatologias sazonais. Nesta estação, a climatologia mostra os maiores valores de intensidade o vento sobre o BAS de até $7,5 \text{ m s}^{-1}$.

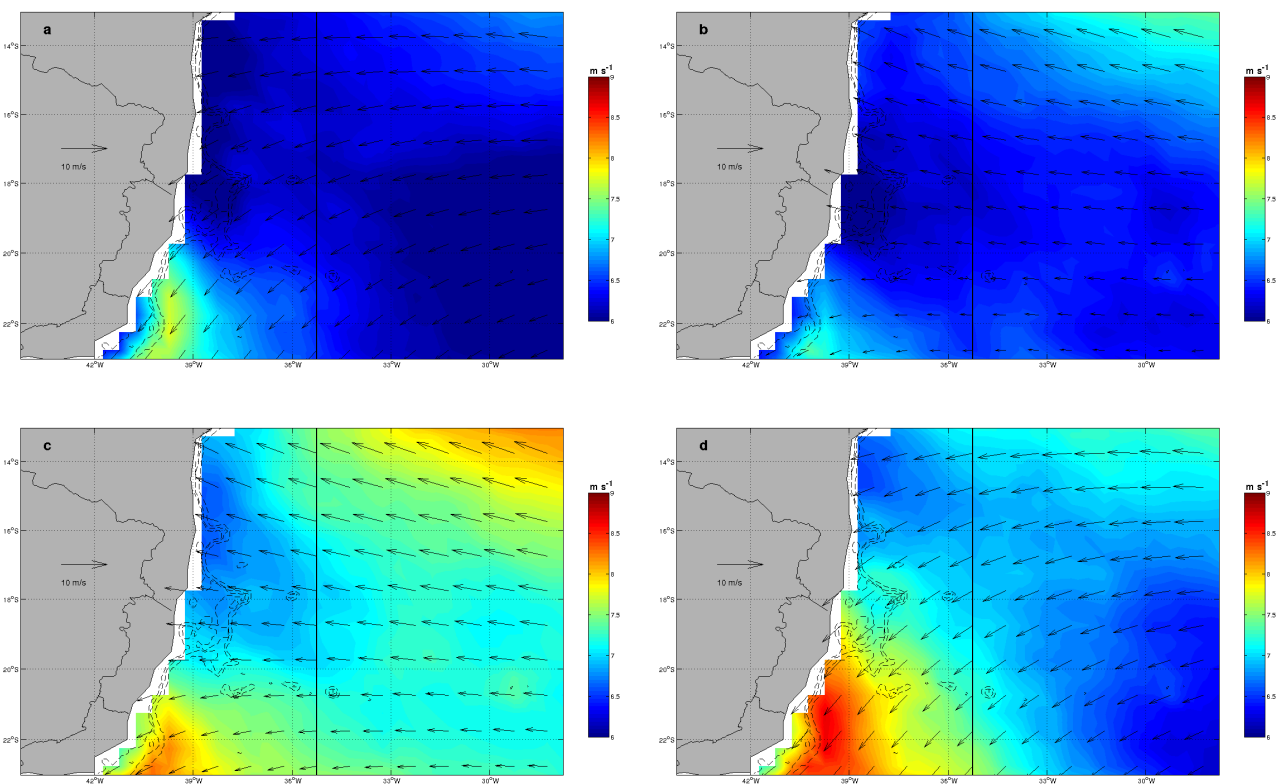


Figura 12: Distribuição climatológica sazonal média (2000-03) para o (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera dos campos de velocidade do vento (em m s^{-1}). As isolinhas pretas tracejadas representam a profundidade de 50 m, 200 m e 1000 m e a linha preta contínua corresponde a longitude de $35,25^{\circ}\text{W}$ utilizada para a geração dos diagramas *Hovmoller* na seção 3.3. Os vetores sobrepostos representam a direção do vento. Os dados são oriundos do satélite *QuikSCAT*.

3.2.5.3. Campos de Rotacional do Vento

Observando os mapas globais (Figura 13) podemos identificar que regiões de ressurgência no Hemisfério Sul (e.g. porção leste dos oceanos) estão associadas a regiões influenciadas por valores negativos de rotacional do vento. De fato, a análise da equação 3 também leva a esta conclusão.

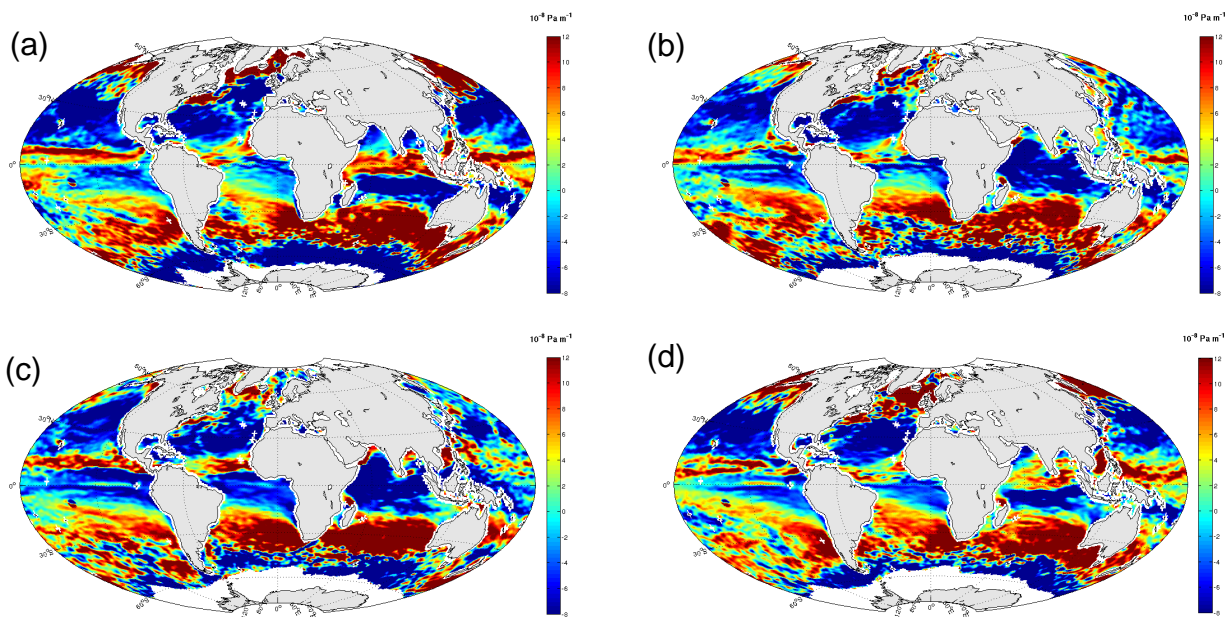


Figura 13: Campos globais da média sazonal do rotacional do vento ($\times 10^{-8} \text{ Pa m}^{-1}$) para o (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera de 2000. Os dados são oriundos do satélite *QuikSCAT*.

Na Figura 14 temos as médias climatológicas sazonais de rotacional do vento (2000-03). Na climatologia de verão (Figura 14a) o rotacional do vento alcança valores de 2 a $8 \times 10^{-8} \text{ Pa m}^{-1}$ na maior parte da região. Entretanto, valores de rotacional negativo ($-4 \times 10^{-8} \text{ Pa m}^{-1}$) são encontrados numa pequena área ao sul de 22°S e oeste de 39°W . A climatologia de outono (Figura 14b) difere pouco em relação à de verão, no entanto, vale destacar a presença de valores negativos de rotacional do vento, entre $-1 \times 10^{-8} \text{ Pa m}^{-1}$ e 0, a norte de 15°S e oeste de $35,25^{\circ}\text{W}$. Na climatologia do inverno (Figura 14c) não há grandes modificações ao evidenciado no outono, apesar dos valores negativos a norte de 15°S e oeste de $35,25^{\circ}\text{W}$ desaparecerem. Os maiores registros de rotacional do vento, chegando até $10^{-7} \text{ Pa m}^{-1}$, são encontrados na climatologia de primavera (Figura 14d) entre 20°S e 22°S . No entanto, valores

negativos de aproximadamente $-4 \times 10^{-8} \text{ Pa m}^{-1}$ nesta estação são encontrados somente ao sul de 22°S e oeste de 39°W .

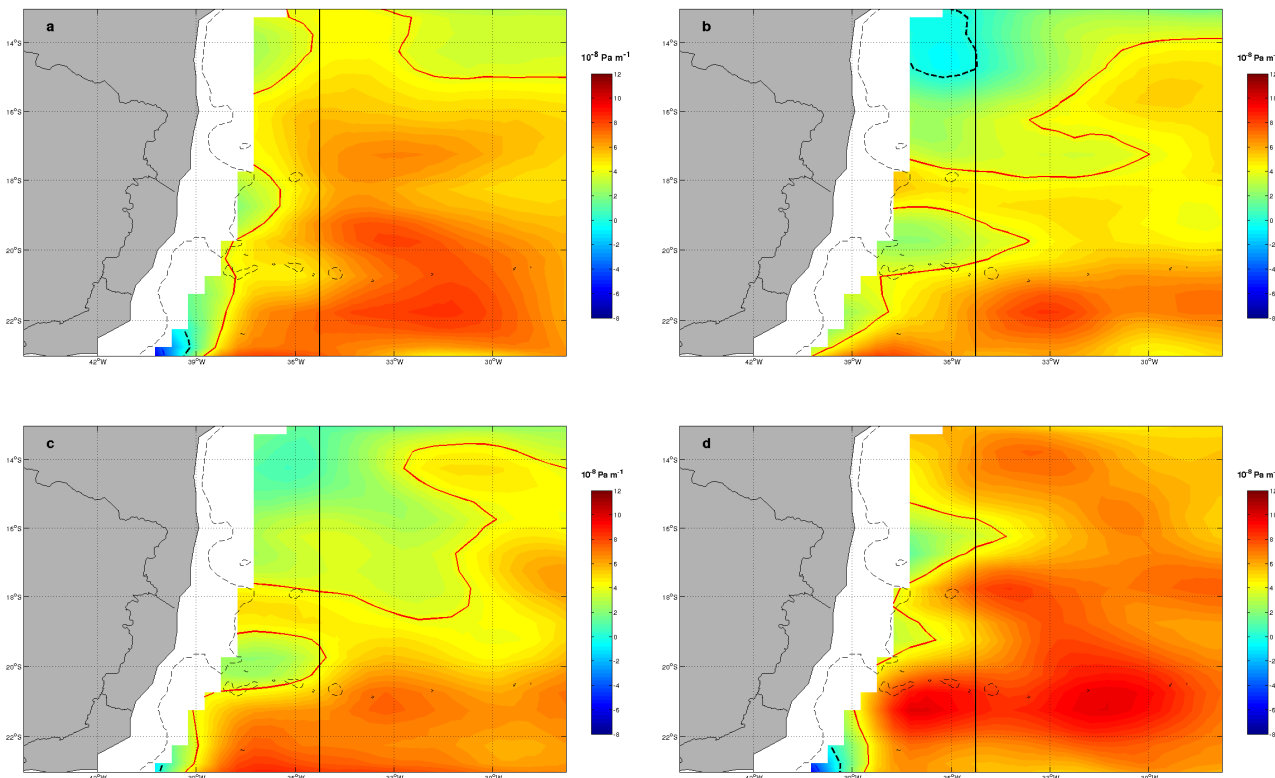


Figura 14: Distribuição climatológica sazonal média (2000-03) para o (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera dos campos horizontais de rotacional do vento ($\times 10^{-8} \text{ Pa m}^{-1}$). A isolinha vermelha corresponde ao valor de $4 \times 10^{-8} \text{ Pa m}^{-1}$, a preta tracejada corresponde ao valor zero, a azul tracejada corresponde ao valor negativo de $-4 \times 10^{-8} \text{ Pa m}^{-1}$. A linha preta contínua corresponde a longitude de $35,25^{\circ}\text{W}$, utilizada para a geração dos diagramas *Hovmoller* na seção 3.3, enquanto que a linha preta tracejada corresponde a isóbata de 1000 m. Os dados são oriundos do satélite *QuikSCAT*.

3.2.6. Campos de Bombeamento de Ekman

De fato, a visualização da Figura 15 evidencia a forte relação entre o rotacional do vento e o Bombeamento de Ekman. O estudo destas climatologias não mostra regiões onde ocorram fortes processos de ressurgência. Na climatologia de verão (Figura 15a), a região de ressurgência restringe-se a oeste de 39°W e sul de 22°S , onde a intensidade do bombeamento alcança em torno de $1,25 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$. Na climatologia de outono (Figura 15b), a ressurgência acontece somente na região mais noroeste, a oeste de $35,25^{\circ}\text{W}$ e a norte de 15°S , onde constatou-se a influência

de rotacional negativo. Nesta região, a velocidade vertical alcança valores em torno de $0,2 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$. A climatologia de inverno (Figura 15c) difere pouco ao mostrado no outono, no entanto, nesta estação não há qualquer valor de bombeamento que indique ressurgência. Já na climatologia de primavera (Figura 15d), ocorre ressurgência na região a oeste de 39°W e ao sul de 22°S , corroborando aos valores negativos de rotacional encontrados nesta região. Nesta estação, foram encontradas as maiores velocidades verticais associadas à subsidência, alcançando, por exemplo, $2 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$, entre 20°S e 22°S .

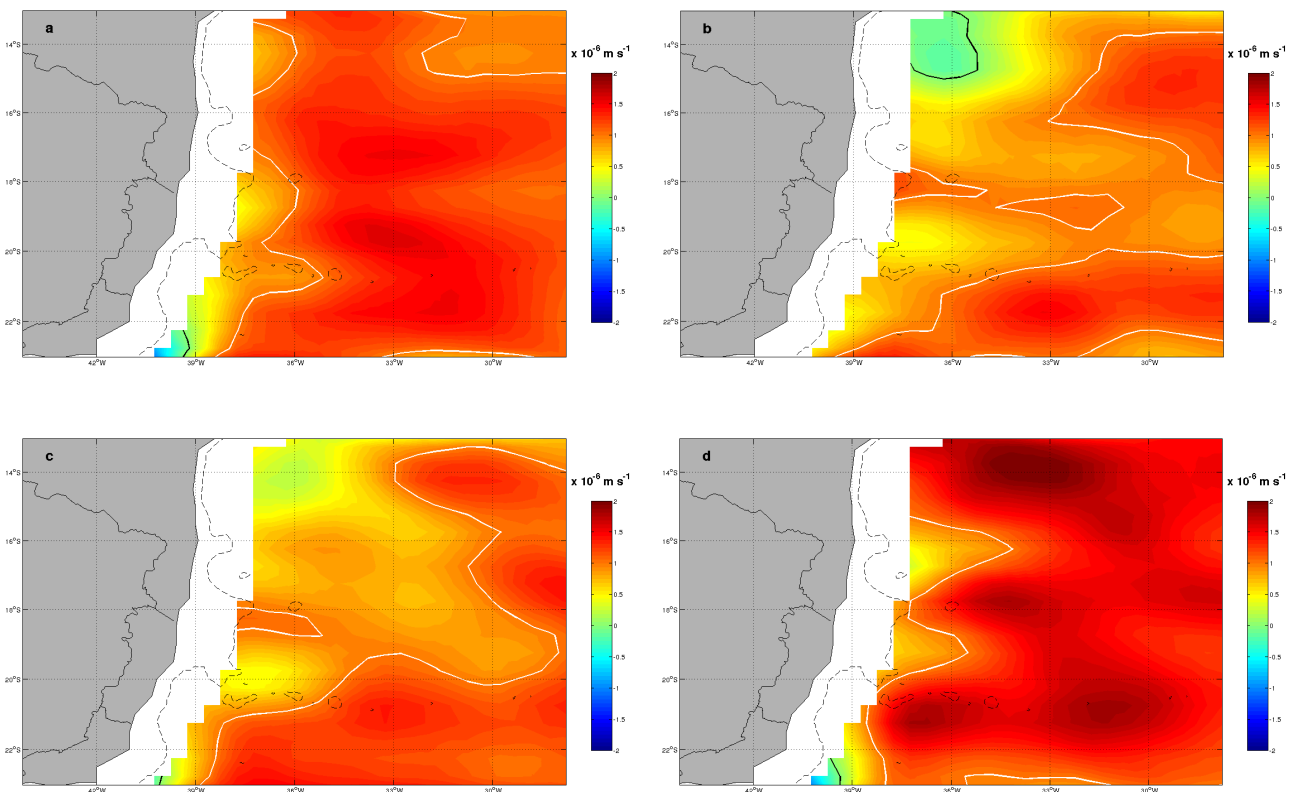


Figura 15: Distribuição climatológica sazonal média (2000-03) para o (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera dos campos horizontais do Bombeamento de Ekman ($\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$). A isolinha branca contínua corresponde ao valor de 10^{-6} m s^{-1} , a preta contínua corresponde ao valor zero, a branca contínua corresponde ao valor $-10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ e a linha preta tracejada corresponde a isóbata de 1000 m.

3.3. Variabilidade da MLD

Após a descrição dos campos climatológicos sazonais, esta seção apresenta diagramas *Hovmoller* na longitude de $35,25^{\circ}\text{W}$, visando o entendimento da

variabilidade da camada de mistura no período que engloba a primavera de 1999 (p99) à primavera de 2003 (p03). Vale salientar que os resultados de ILD foram escolhidos para representar a profundidade da camada de mistura, denominada Z_M , a partir desta seção.

A Figura 16 apresenta nitidamente um aumento na Z_M durante as ocasiões de inverno. Nesta estação, a Z_M alcança valores em torno de 85 e 95 m, sendo 103 m o máximo registrado em 2003 (Tabela 3). Além disso, as maiores anomalias de Z_M no inverno (Figura 17) foram encontradas no ano de 2000, 2001 e 2003, entre 16°S e $17,5^\circ\text{S}$, entre $18,5^\circ\text{S}$ e $19,5^\circ\text{S}$ e abaixo de 22°S , respectivamente. Como em outros oceanos, a Z_M na região de estudo alcançou seu máximo no inverno. Por outro lado, o verão e a primavera registram os valores mais baixos de Z_M , muito possivelmente, devido ao início da estratificação na primavera. O verão de 2000 registra os menores valores de anomalia, portanto, nesta ocasião a Z_M foi a mais rasa encontrada, o que está de acordo com valores entre 15 e 25 m encontrados neste período ao sul de $15,5^\circ\text{S}$. No entanto, pontualmente a primavera de 1999 registra o mínimo de Z_M (17,40 m). Em adição, o outono normalmente apresenta a Z_M intermediária ao encontrado no verão e no inverno. As profundidades variam de 25 a 45 m, no entanto, alcança valores superiores a 45 m em 2002 e 2003, ao sul de 20°S e 21°S , respectivamente. De uma forma geral, o padrão sazonal encontrado aponta uma Z_M bastante superficial no verão, afundando no outono e posteriormente, chegando ao máximo de profundidade no inverno. Na primavera, a Z_M restabelece valores reduzidos.

Tabela 3: Máximo e mínimo da Z_M encontrados para cada estação durante a primavera de 1999 a primavera de 2003.

Estação	Máximo		Mínimo	
	Z_M (ano)	Posição	Z_M (ano)	Posição
Verão	42,80 m (2002)	$13,72^\circ\text{S}$	17,83 m (2000)	$21,44^\circ\text{S}$
Outono	54,98 m (2002)	$22,27^\circ\text{S}$	32,46 m (2000)	$23,01^\circ\text{S}$
Inverno	103,14 m (2003)	$23,01^\circ\text{S}$	50,49 m (2003)	$14,69^\circ\text{S}$
Primavera	46,03 m (2002)	$21,99^\circ\text{S}$	17,40 m (1999)	$22,27^\circ\text{S}$

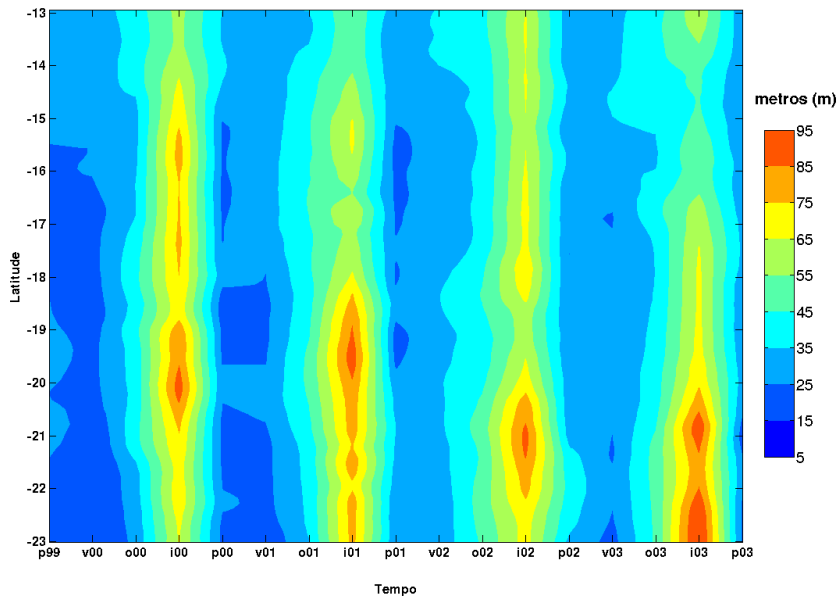


Figura 16: *Hovmoller* da profundidade da camada de mistura (em metros); p99 corresponde à primavera de 1999, v00 ao verão de 2000, o00 ao outono de 2000 e i00 ao inverno de 2000, e assim sucessivamente.

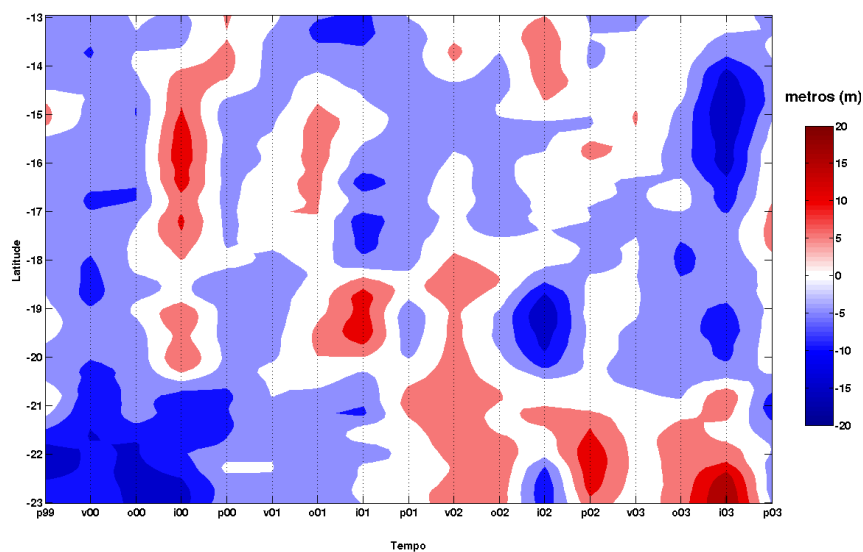


Figura 17: *Hovmoller* da anomalia de profundidade da camada de mistura (em metros). Os tons em azul representam valores inferiores, enquanto que os tons em vermelho representam valores superiores à média climatológica de cada estação.

3.4. Variabilidade da TSM do POP

A Figura 18 evidencia a variação de temperatura no primeiro nível ($z=5$ m) do modelo em $35,25^{\circ}\text{S}$. De um modo geral, podemos observar que o verão registra os maiores valores de temperatura, alcançando entre 28 e 29°C no ano de 2003, por

exemplo. Por outro lado, o inverno registra os menores valores, obtendo valores entre 22 e 24°C no ano de 2000. Os maiores registros foram encontrados a norte de 16,5°S no verão e no outono de 2002 e em toda extensão norte-sul no verão de 2003, permanecendo somente a norte de 15,5°S no outono de 2003. Além disso, as baixas temperaturas encontradas no inverno não se estendem de norte a sul em latitude, havendo uma tendência de, com o passar dos anos, o limite de temperatura mais baixa (<25°C) ser mais ao sul. A exceção do inverno de 2002, o qual a temperatura alcança 25-26°C em quase completamente toda a extensão de latitude. Durante a primavera, podemos observar 3 variações de temperatura na extensão de latitude, sendo que as faixas de latitude referentes a estas variações mudam com o passar dos anos. De uma forma geral, o padrão identificado mostra uma sazonalidade bem marcante. O verão apresenta as maiores temperaturas que decaem no outono, alcançando o mínimo no inverno. Na primavera, apesar de nas latitudes sul ainda permanecer temperaturas encontradas no inverno, em regiões mais ao norte já é possível identificar um aumento gradual da temperatura, retornando ao pico no verão. Através da análise do *Hovmoller* de anomalia de temperatura (Figura 19) podemos identificar que nas ocasiões anteriores a 2001, a temperatura registrou valores relativamente mais baixos do que a média, ao contrário do observado após o ano de 2002 que apontam para um aumento relativo da temperatura em relação ao período anterior.

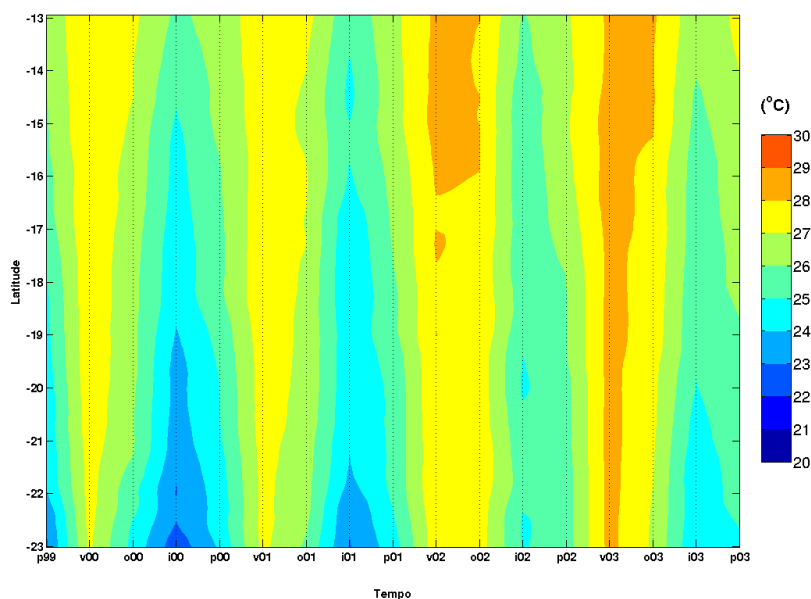


Figura 18: *Hovmoller* da temperatura (em °C) na profundidade de 5 metros do POP; p99 corresponde à primavera de 1999, v00 ao verão de 2000, o00 ao outono de 2000 e i00 ao inverno de 2000, e assim sucessivamente.

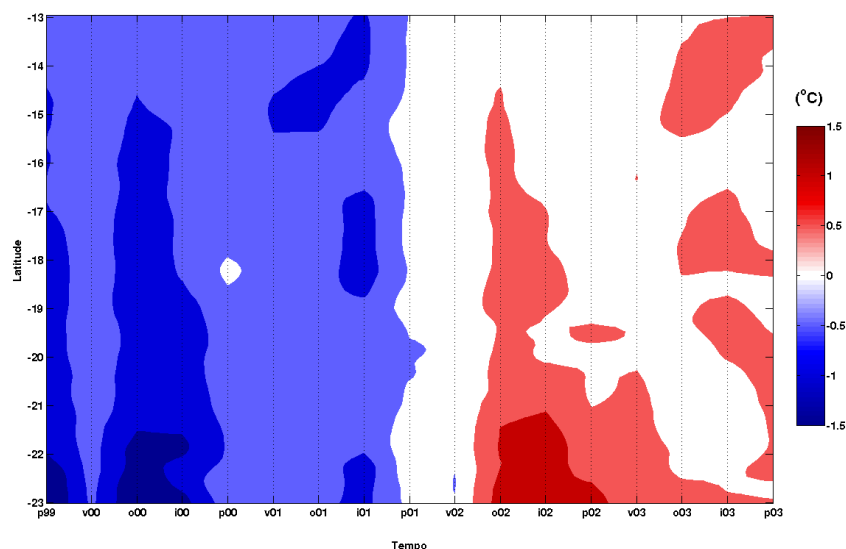


Figura 19: *Hovmoller* da anomalia de temperatura (em °C) na profundidade de 5 metros do POP. Os tons em azul representam valores inferiores, enquanto que os tons em vermelho representam valores superiores à média climatológica de cada estação.

3.5. Variabilidade da Radiação Solar Incidente

Visto que a entrada de radiação solar tem pouca variação em longitude, o estudo da variabilidade da entrada de onda curta será feito na longitude de 35,625°W (Figura 20). Como a região de estudo está localizada numa região Tropical, em geral, a entrada de radiação solar mostrou ser mais intensa durante os equinócios de primavera, variando entre 248 a 263 W m⁻² a norte 18,5°S no ano de 2001 e 353 a 368 W m⁻² ao sul de 20,5°S no ano de 2002. Por outro lado, durante as ocasiões de outono era de se esperar o mesmo comportamento, no entanto foram encontrados os menores valores de radiação (<203 W m⁻²) em toda a sua extensão latitudinal no ano de 2000. A análise da Figura 21 de anomalia também deixa bem evidente que o outono de 2000 apresentou valores mais baixos em relação à média assim como observado na temperatura do modelo (vide Fig. 19). Por outro lado, os maiores valores são encontrados na primavera de 2003. Adicionalmente, o verão em cada ano seguiu um padrão semelhante ao mostrado na primavera, principalmente nas latitudes ao sul de 18°S. Ao norte de 18°S, a intensidade de radiação solar incidente

decai, chegando a valores entre 233 e 248 $W m^{-2}$ nas latitudes mais ao norte. No inverno de cada ano, não houve variação acentuada latitudinalmente na entrada de radiação quando comparado as outras estações, assumindo valores entre 233 e 263 $W m^{-2}$ em todos os anos de estudo. Os resultados de radiação solar incidente concordam com a variabilidade da Z_M e a variabilidade da TSM no primeiro nível do modelo (i.e., na profundidade de 5 m do oceano). Por exemplo, os picos de radiação incidente associados à primavera podem explicar uma Z_M mais superficial, no entanto explicam parcialmente os valores de temperatura encontrados na profundidade de 5 m durante as ocasiões desta estação. Em adição, o verão foi a estação onde houve registro das maiores temperaturas em 5 m, mas o padrão geral observado na variabilidade da entrada de radiação solar evidencia um esfriamento na passagem da primavera para esta estação, principalmente em latitudes mais ao norte. Apesar disso, uma Z_M superficial no verão resulta de uma resposta parcial do fluxo de radiação, o que será mais bem explicado através da análise da variabilidade da intensidade dos ventos a seguir.

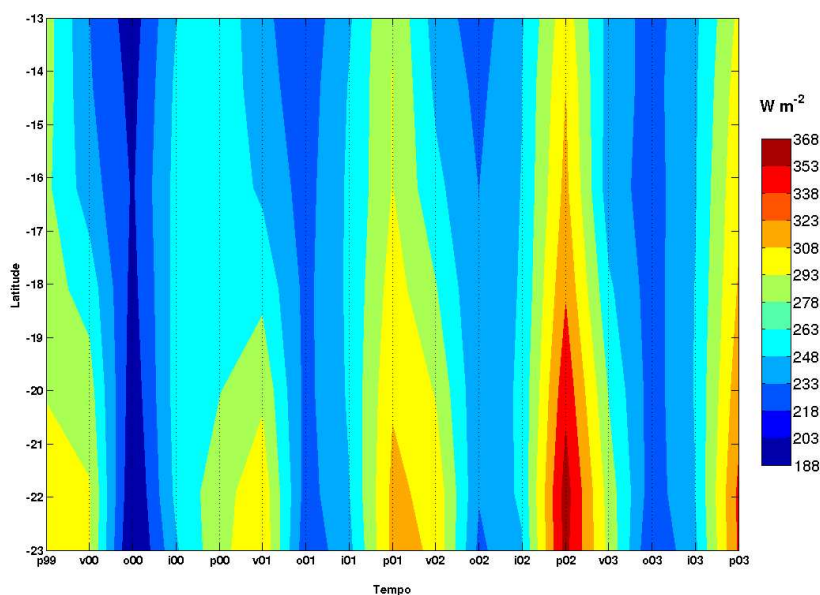


Figura 20: *Hovmoller* da radiação solar incidente (em $W m^{-2}$); p99 corresponde à primavera de 1999, v00 ao verão de 2000, o00 ao outono de 2000 e i00 ao inverno de 2000, e assim sucessivamente.

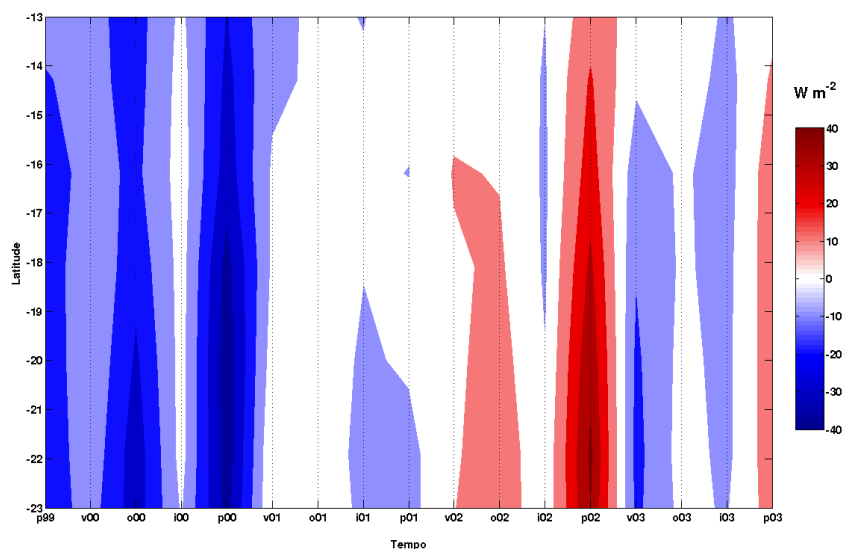


Figura 21: *Hovmoller* da anomalia de radiação solar incidente (em $W m^{-2}$). Os tons em azul representam valores inferiores, enquanto que os tons em vermelho representam valores superiores à média climatológica de cada estação.

3.6. Variabilidade da Velocidade do Vento

Baseado na análise da Figura 22, a intensidade do vento se apresenta como uma variável que tem grande influência na variabilidade da Z_M . No primeiro período de observação (p99), os valores de velocidade do vento variam em torno de 7,2 a 7,6 $m s^{-1}$, os quais são considerados altos quando comparados a períodos posteriores. No verão de 2000 houve uma queda na intensidade do vento, variando entre 6,2 e 7 $m s^{-1}$. De uma forma geral, o verão registra os menores valores de velocidade do vento, alcançando valores menores que 6,2 $m s^{-1}$ em boa parte da extensão de latitude nos anos de 2001 e 2003. Após o verão de 2000, no outono deste ano o vento aumenta gradualmente, alcançando o pico de intensidade no inverno. Ao contrário do verão, o inverno registra os maiores valores de intensidade do vento. Durante esta estação foi observado o seguinte padrão: valores mais baixos (7 a 7,4 $m s^{-1}$) nas latitudes centrais (16°S a 19°S), intercalados com valores elevados (>7,4 $m s^{-1}$) em latitudes a norte de 17°S e ao sul de 19°S. Embora o inverno de 2003 possua características peculiares, registrando valores de velocidade reduzidos entre 6,4 e 6,6 $m s^{-1}$ entre as latitudes de 22°S e 18 °S. O ano de 2003 possuiu os menores valores de intensidade do vento, como pode ser visto pela figura de

anomalia (Figura 23). Na primavera, em geral, permanece o padrão evidenciado no inverno. Entretanto, ao norte de 17°S o vento perde intensidade. Ao sul de 19°S, a intensidade permanece elevada (7,4 – 8 m s⁻¹), claramente mostrado na primavera de 2000 e 2001. Desta forma, o padrão de velocidade do vento observado pode explicar a Z_M mais superficial durante o verão e a Z_M mais profunda no inverno, porém não pode explicar completamente as variações na Z_M, pois na primavera, a presença do vento mais intenso ao sul de 19°S não justifica uma Z_M mais rasa nesta região.

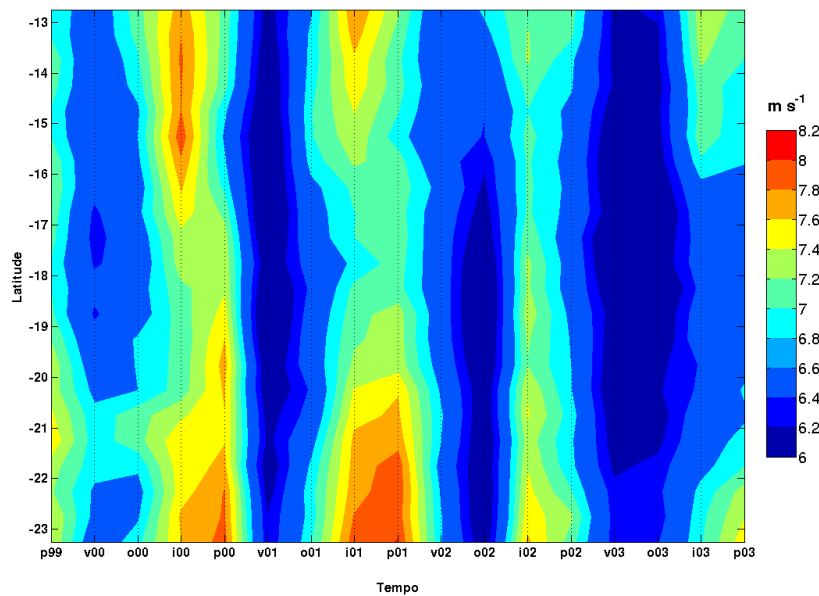


Figura 22: *Hovmoller* da velocidade do vento (em m s⁻¹); p99 corresponde à primavera de 1999, v00 ao verão de 2000, o00 ao outono de 2000 e i00 ao inverno de 2000, e assim sucessivamente.

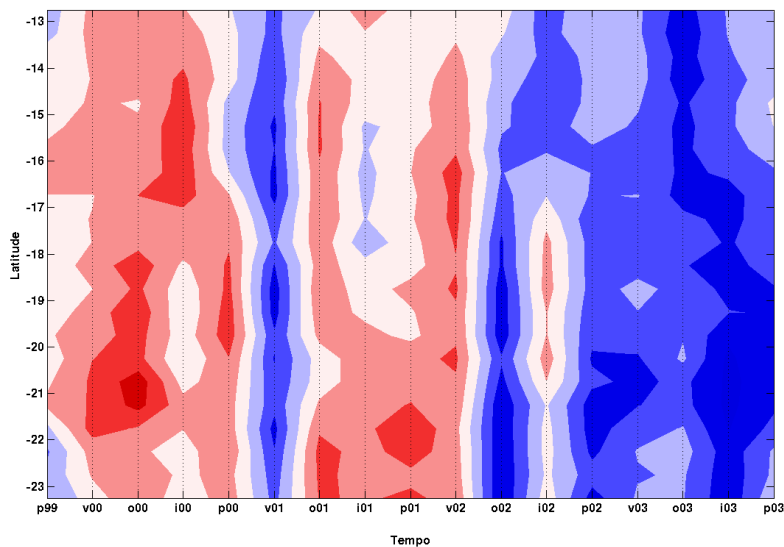


Figura 23: *Hovmoller* da anomalia de velocidade do vento (em m s^{-1}). Os tons em azul representam valores inferiores, enquanto que os tons em vermelho representam valores superiores à média climatológica de cada estação.

3.7. Variabilidade do Rotacional do Vento

A Figura 24 apresenta a variabilidade do rotacional do vento. Podemos observar a predominância de rotacional positivo na longitude de estudo. No entanto, a norte de $13,5^{\circ}\text{S}$, durante a primavera de 1999, a norte de 14°S , durante o outono e o inverno de 2000, a norte de 15°S , durante o outono de 2001, e a norte de $15,5^{\circ}\text{S}$, durante o outono de 2003, o rotacional do vento é negativo ($-2 \times 10^{-8} \text{ Pa m}^{-1}$ a 0). Como foi mostrado na seção 2.3.2, a influência de rotacional negativo induz ressurgência. De fato, em algumas destas ocasiões de rotacional negativo é possível identificar uma Z_M mais rasa em função do processo de ressurgência. Por exemplo, no inverno de 2000, a norte de 14°S (55 – 65 m), no inverno e no outono de 2001, a norte de 15°S (25 – 65 m) e no outono de 2003, a norte de $15,5^{\circ}\text{S}$ (35 – 45 m). Por outro lado, também se identifica regiões sob forte influência dos maiores valores positivos de rotacional do vento encontrados (10 a $12 \times 10^{-8} \text{ Pa m}^{-1}$), durante a primavera de 2000, o verão e a primavera de 2001, e o verão e a primavera de 2002. Como o rotacional do vento positivo induz o processo de subsidência, era de se esperar uma Z_M relativamente mais profunda nestas ocasiões. No entanto, em todos os casos não houve alteração considerável na Z_M .

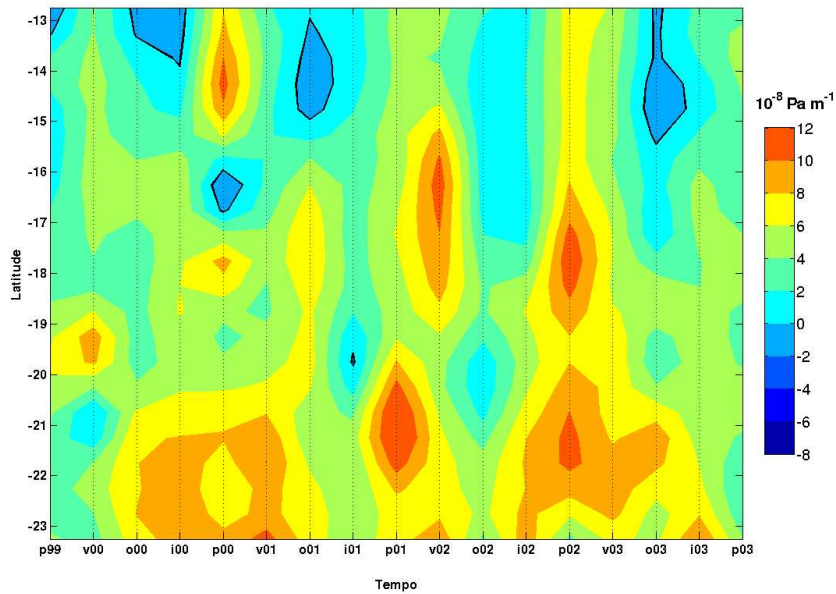


Figura 24: *Hovmoller* do rotacional do vento (em Pa m^{-1}); p99 corresponde à primavera de 1999, v00 ao verão de 2000, o00 ao outono de 2000 e i00 ao inverno de 2000, e assim sucessivamente.

3.8. Implicações na Região do Banco dos Abrolhos (BAS)

Após a interpretação dos resultados de Z_M em função da variação das componentes atmosféricas, foram geradas séries temporais visando o entendimento da dinâmica oceânica na região do BAS. Visto que a região do BAS apresenta sítios economicamente importantes para a atividade pesqueira (e.g., REVIZEE/SCORE-Central: Série 13, 2005; Série 24, 2007), valores de concentração de clorofila-*a* foram extraídos do sensor *SeaWiFS* e adicionados aos resultados buscando um melhor entendimento entre a dinâmica oceânica e a biologia na região (Figura 25). Desta forma, as Figuras 26, 27, e 28 apresentam os resultados de séries temporais extraídas na plataforma (# 1), no norte (# 2), e no sul (# 3) do BAS, respectivamente.

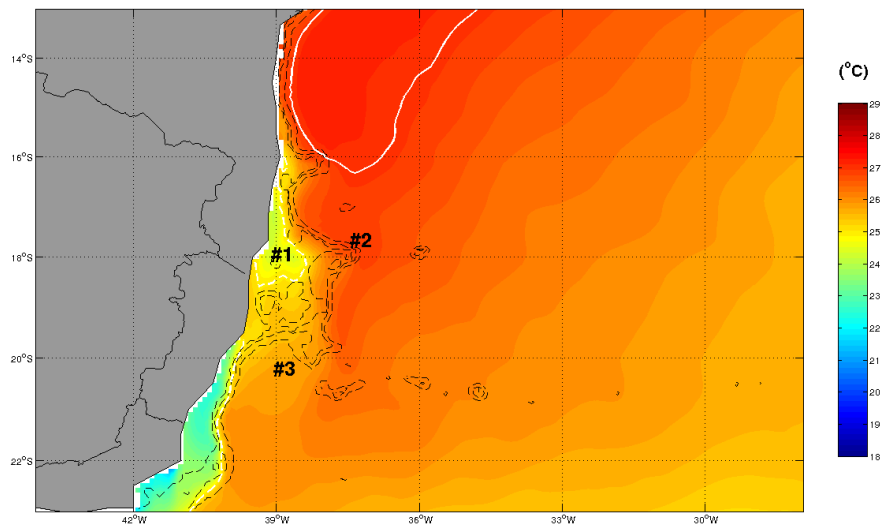


Figura 25: Média anual (2000-03) de temperatura no primeiro nível do POP ($z=5$ m). A linha branca tracejada representa a isoterma de 23°C e a branca contínua representa a isoterma de 27°C . (#1), (#2) e (#3) representam a localização dos pontos onde foram extraídas as séries temporais em $17,9^{\circ}\text{S} - 39^{\circ}\text{W}$, $17,71^{\circ}\text{S} - 37,4^{\circ}\text{W}$ e $20,3^{\circ}\text{S} - 39^{\circ}\text{W}$, respectivamente. As linhas pontilhadas representam as isóbatas de 50m, 200m e 1000m, respectivamente.

O ponto 1 (Figura 26) está localizado na região costeira sobre a plataforma do BAS. Os resultados neste local revelam as maiores concentrações de clorofila-*a*, variando de $0,5357 \text{ mg m}^{-3}$ no verão de 2003 a $0,8822 \text{ mg m}^{-3}$ no inverno de 2000, sendo $0,7231 \text{ mg m}^{-3}$ o valor médio para o período. Em boa parte deste período, a Z_M alcança o limite da topografia (41 m), a exceção do verão e do outono de 2000, do verão de 2002, e do outono de 2003. Este comportamento dificulta obter alguma relação compreensível entre a Z_M e a concentração de clorofila-*a* ao longo das estações. Apesar disso, no ano de 2003 identificamos uma concentração de clorofila-*a* elevada, $0,8068 \text{ mg m}^{-3}$ durante o outono, ao mesmo tempo em que a Z_M foi superficial (20 m) nesta ocasião. No entanto, observando o geral, as concentrações de clorofila-*a* mais elevadas foram encontradas nas ocasiões de Z_M máxima. Propositalmente, o ponto 1 foi escolhido no local onde se encontrou os menores valores de temperatura sobre o BAS (Figura 25), como poderá ser comparado a seguir, através da análise do ponto 2 e 3.

Na região norte do BAS (Figura 27), a concentração de clorofila-*a* variou entre $0,0706$ e $0,1328 \text{ mg m}^{-3}$, sendo a concentração média de $0,1040 \text{ mg m}^{-3}$ e o máximo

valor encontrado no outono de 2000. A temperatura apresenta um padrão marcadamente sazonal, evidenciando um pico acima de 28°C na maioria dos anos no verão, a exceção do ano de 2002. Neste ano, em particular, a temperatura apresentou o valor máximo, 28,4°C, no outono. Por outro lado, os menores valores de temperatura são associados às ocasiões de inverno, por exemplo, inferior a 25°C no inverno de 2000 e 2001. A Z_M alcançou os maiores valores no inverno de cada ano, por exemplo, 48 m em 2000 e 50 m em 2002. Analisando as séries temporais de clorofila-*a* e Z_M , podemos identificar que a redução na Z_M durante a passagem do inverno para a primavera implicou na redução da concentração de clorofila-*a*. Esta característica é evidente no ano de 2000, 2002 e 2003. As concentrações de clorofila-*a* mais reduzidas foram encontradas nas ocasiões de menor Z_M e maior temperatura durante o verão ou nas ocasiões de menor Z_M durante a primavera. No outono, seguido pelo inverno, foram encontradas as maiores concentrações de clorofila-*a*.

No ponto 3 (Figura 28), a concentração de clorofila-*a* variou entre 0,1018 e 0,1643 mg m⁻³, sendo a concentração média de 0,1327 mg m⁻³ e o máximo valor encontrado no inverno de 2000. Na primavera de 1999 houve a perda dos dados de clorofila-*a* devido a cobertura de nuvem, impossibilitando a extração de informação do *SeaWiFS*. Novamente, os maiores valores de temperatura foram encontrados nas ocasiões de verão, entre 27 e 28°C, enquanto que os menores valores foram associados aos eventos de inverno, por exemplo, menor que 24°C em 2000. Ao contrário do norte do BAS, na região sul, a temperatura igualou a 28°C somente no verão de 2003. Nesta região, os picos mais elevados na concentração de clorofila-*a* estão claramente em fase com as menores temperaturas e uma Z_M funda no inverno, a exceção do ano de 2003, no qual o verão apresentou a maior concentração de clorofila-*a* (0,1504 mg m⁻³), apesar da Z_M persistir mais funda no inverno. Por outro lado, as menores concentrações de clorofila-*a*, por exemplo, 0,1018 mg m⁻³ e 0,1117 mg m⁻³ no ano de 2000 foram, em geral, nas ocasiões de Z_M rasa ou temperatura elevada durante o verão e a primavera.

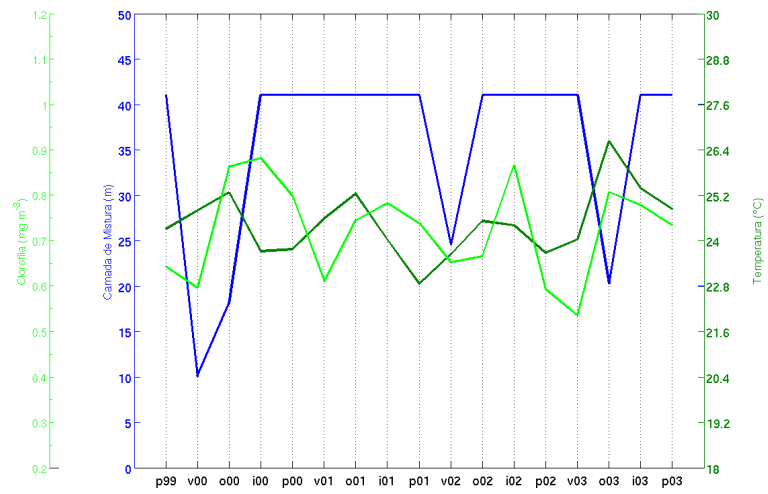


Figura 26: Séries temporais de concentração de clorofila-a (em mg m^{-3}), Z_M (em metros) e temperatura ($^{\circ}\text{C}$) ao longo do ponto 1 ($17,9^{\circ}\text{S} - 39^{\circ}\text{W}$); p99 corresponde à primavera de 1999, v00 ao verão de 2000, o00 ao outono de 2000 e i00 ao inverno de 2000, e assim sucessivamente.

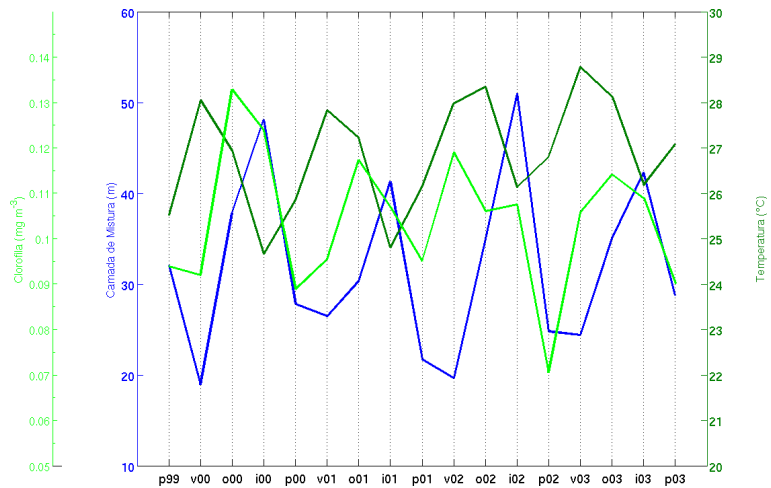


Figura 27: Idem à Fig. 26, exceto que é para o ponto 2 ($17,71^{\circ}\text{S} - 37,4^{\circ}\text{W}$).

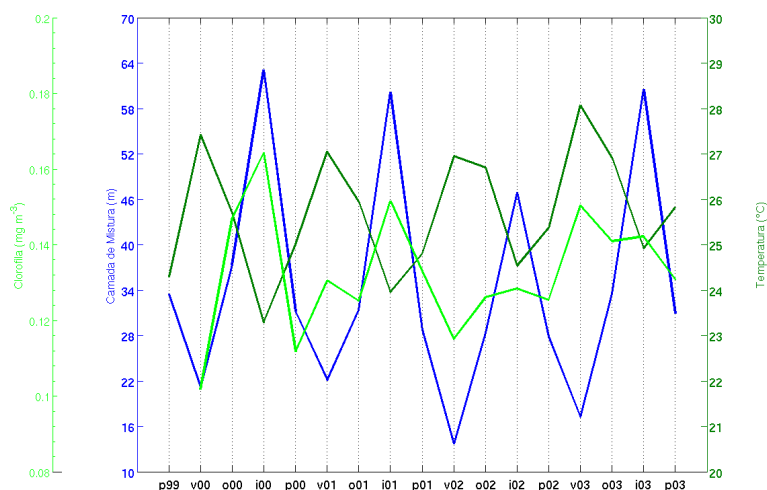


Figura 28: Idem à Fig. 26, exceto que é para o ponto 3 (20,3°S – 39°W).

Evidentemente, as variações na concentração de clorofila-*a*, apesar de possuírem certa concordância com as mudanças de temperatura e da Z_M ao longo das estações, os processos responsáveis por tais variações não se resume a esta simples análise. De fato, outros parâmetros, como as concentrações de nutrientes (e.g. nitrato e fosfato), devem ser estudados e incluídos nesta interpretação. No entanto, devido às limitações impostas para a aquisição destes dados adicionais, nos resumimos a esta apresentação. Apesar disso, vale salientar que as correlações cruzadas feitas para os parâmetros em estudo mostraram a máxima correlação entre as séries sempre no *lag* zero (não mostrado).

Como complementação, foram extraídas séries temporais das componentes meridional (*v*) e zonal (*u*) da tensão de cisalhamento do vento para os pontos 1, 2 e 3 como mostra as Figuras 29, 30 e 31, respectivamente. No ponto 1, a componente *v* (Figura 29a) apresentou uma maior variação em relação à componente *u* (Figura 29b). A presença de valores negativos, relativamente mais altos na componente *v* indicou que o sentido preferencial do vento foi o sul. Em geral, estes valores foram máximos nas ocasiões de primavera, atingindo em torno de -0,05 Pa em 2000, 2001 e 2002. A Z_M nesta região, como já foi mostrado, alcançou o máximo da topografia na maior parte do período estudado, indicando que não existe variação de 0,5°C da superfície ao fundo da coluna d'água. No entanto, no verão e outono de 2000, no verão de 2002 e no outono de 2003 a Z_M foi mais rasa. Desta forma, na passagem

da primavera de 2001 e 2002 para o ano seguinte, a Z_M tornou-se mais rasa, podendo ter relação a pulsos de ressurgência costeira favorecidos pela alta tensão de cisalhamento meridional no sentido sul na primavera, que seria responsável pela redução na espessura da camada de mistura nas estações logo em seguida. No outono de 2003, ainda observamos altas concentrações de clorofila-a, inferindo que este bombeamento de água de fundo, rica em nutrientes, a superfície possa ser responsável por este crescimento na biomassa fitoplanctônica. No entanto, estes resultados permitem somente uma pequena especulação.

No norte do BAS (Figura 30), a componente v (Figura 30a) da tensão de cisalhamento do vento apresenta um padrão marcadamente sazonal, ao contrário da componente u (Figura 30b), esta última não mostrando qualquer influência na região. Analisando as séries, encontramos uma forte relação entre a Z_M e a componente v da tensão de cisalhamento do vento. Na passagem do verão para o outono, a inversão do sentido sul para norte da componente v é acompanhada por um aumento na Z_M , chegando ao máximo de profundidade no inverno. Por outro lado, quando o sentido do vento muda para o sul, a tensão de cisalhamento meridional alcança os maiores valores em módulo, chegando ao pico no verão ou na primavera de cada ano. Durante estas ocasiões, a Z_M torna-se rasa.

No ponto 3 (Figura 31), em geral, o padrão observado não difere do que foi apresentado para o norte do BAS. Também na passagem do verão para o outono, a redução em módulo na componente v (Figura 31a) da tensão de cisalhamento do vento, muitas vezes invertendo do sentido sul para o norte, é acompanhado pelo aumento na Z_M , também com a Z_M chegando ao máximo de profundidade no inverno. Já o aumento em módulo da componente v e no sentido sul, ocorrendo durante a passagem do inverno para a primavera, é seguido pela redução na Z_M , chegando ao pico mínimo no verão.

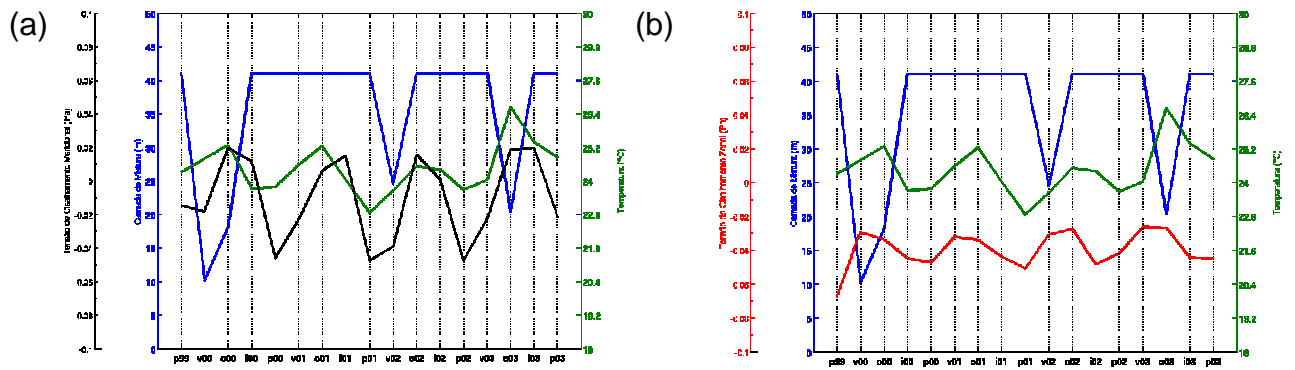


Figura 29: Séries temporais da (a) componente meridional (b) da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento (em Pa), da Z_M (em metros) e da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) ao longo do ponto 1 ($17,9^{\circ}\text{S} - 39^{\circ}\text{W}$).

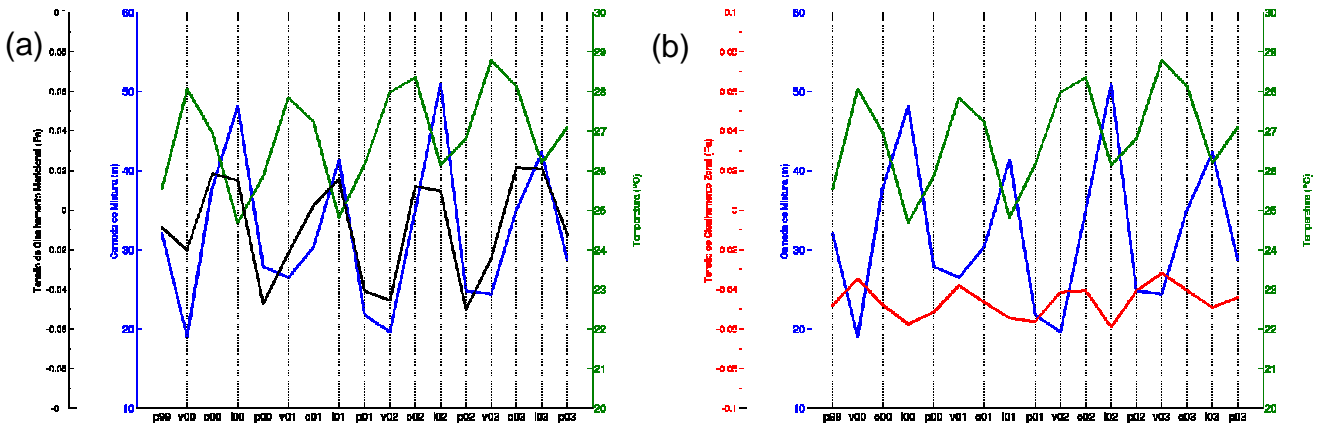


Figura 30: Idem à Fig. 29, exceto que é para o ponto 2 ($17,71^{\circ}\text{S} - 37,4^{\circ}\text{W}$).

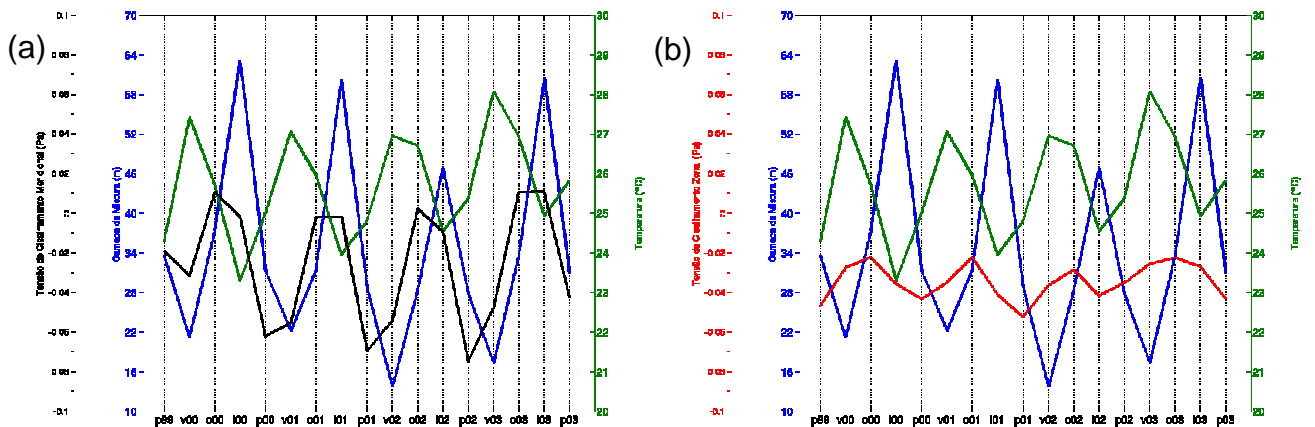


Figura 31: Idem à Fig. 29, exceto que é para o ponto 3 ($20,3^{\circ}\text{S} - 39^{\circ}\text{W}$).

4. Discussão

Primeiramente, os resultados de velocidade e transporte originados do POP são comparados com os resultados de dados observacionais pretéritos encontrados na literatura (Dengler *et al.*, 2004; Schott *et al.*, 2005) e adquiridos na seção de 11°S (Figura 32; Tabelas 4 e 5). A velocidade média e o transporte médio do modelo foram computados para o período de 2000 a 2003, enquanto Dengler *et al.*, (2004) apresentam valores somente para uma seção instantânea de velocidade tomada em Março de 2000 e Schott *et al.*, (2005) calculam a média de 5 seções de velocidade e transporte tomadas durante o período de 2000-04.

A Figura 5 mostrou valores semelhantes para a velocidade média extraída do POP e a velocidade média calculada por Schott *et al.*, (2005) (Figura 32), principalmente, no limite oeste até aproximadamente a profundidade de 1000 m (Tabela 3). Nesta região, o máximo de velocidade no núcleo da Sub-Corrente Norte do Brasil é aproximadamente 50 cm s⁻¹ em ambas as seções na direção nordeste. Em profundidades mais elevadas (i.e., de 1000 a 4000 m), vórtices anticiclônicos (Dengler *et al.*, 2004) completam o transporte em direção ao sul da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (Schott *et al.*, 2005). Nesta região, o POP mostra um forte fluxo na direção sudoeste (SW) com um núcleo de velocidade máxima (15 cm s⁻¹) na profundidade de aproximadamente 2.000 m. Por outro lado, um fluxo menos intenso na direção nordeste (NE) apresenta-se mais distante da costa e com um núcleo de velocidade máxima em torno de 5 cm s⁻¹. Embora os núcleos de velocidade máxima coincidam em profundidade (2.000 m), os resultados do POP subestimam as velocidades máximas encontradas por Dengler *et al.*, (2004) para o fluxo na direção SW (30 cm s⁻¹) e na direção NE (20 cm s⁻¹). No entanto, no trabalho de Dengler *et al.*, (2004) os resultados mostrados são referentes somente ao período de Março de 2000, no qual o fluxo em direção ao sudoeste, por exemplo, foi considerado próximo ao máximo. Portanto, a velocidade média do POP extraída no período de 2000-03 pode subestimar os valores reais de velocidade suavizando a média de duas formas: (i) o período utilizado para o cálculo da velocidade média inclui eventos menos intensos da corrente, e (ii) a saída numérica do modelo é integrada temporalmente a cada três meses.

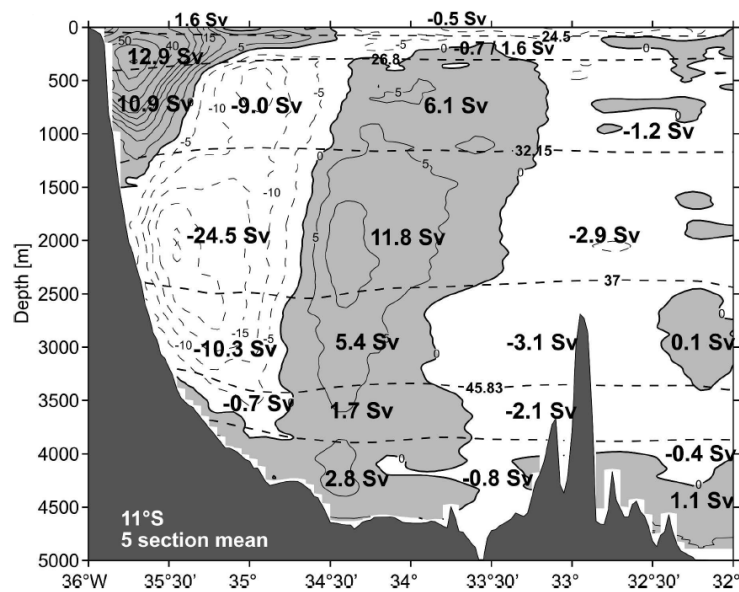


Figura 32: Seção de velocidade média de 5 perfis feitos em 11°S de acordo com os dados de velocidade de Schott *et al.*, (2005). As seções foram tomadas durante o período de 2000 a 2004.

Com relação ao transporte, os resultados do POP foram comparados aos resultados encontrados por Schott *et al.*, 2005 (Tabela 4). Na superfície (0-345 m), há uma grande semelhança no transporte positivo, embora o POP superestime o transporte negativo. Na faixa de 345 a 1250 m aconteceu a maior semelhança entre os dados do modelo e de Schott *et al.*, (2005), acarretando numa diferença no transporte total (ΔTr) de apenas 0,5 Sv. Abaixo de 1250 m o modelo subestima os valores observacionais de transporte. Apesar de muitos erros nesta análise serem inerentes às diferentes formas que foram calculadas a média de transporte, o POP aponta valores concordantes em algumas situações. Em contrapartida, os 15 anos de spin-up são insuficientes para atingir o equilíbrio dos campos de massa da circulação do oceano profundo. Segundo Haarsma, para que a circulação profunda (i.e., ~abaixo da profundidade de 3000 metros) atinja o equilíbrio, é necessário um spin-up da ordem de 1000 anos de simulação (comunicação pessoal Reindert J. Haarsma, 2004).

Tabela 4: Máximo de velocidade (em cm s^{-1}) encontrado no limite oeste (até a profundidade de 1000 m) e no ramo sudoeste e nordeste da APAN por diferentes trabalhos feitos na seção de 11°S .

Local	Máximo de velocidade (em cm s^{-1})		
	<i>Parallel Ocean Program</i>	Dengler <i>et al.</i> , (2004)	Schott <i>et al.</i> , (2005)
Limite Oeste (até 1000 m)	50	30	50
APAN (ramo SW)	15	30	25
APAN (ramo NE)	5	20	10

Tabela 5: Valores de transporte positivo, negativo e total (em Sv) nas diferentes faixas de profundidade ao longo da seção em 11°S . O transporte médio do POP abrange o período de 2000-03, enquanto Schott *et al.*, (2005) calcula a média de 5 seções tomadas durante o período de 2000-04. ΔTr é a diferença e Δ é a discrepância entre os transportes totais.

Faixa de Profundidade (m)	Schott <i>et al.</i> , (2005)			<i>Parallel Ocean Program</i>			ΔTr	Δ (%)
	Total	Positivo	Negativo	Total	Positivo	Negativo		
0 - 345	14,9	16,1	-1,2	7,4	15,0	-7,6	- 7,5	50,33
345 - 1250	6,8	17,0	-10,2	7,3	17,6	-10,3	0,5	7,35
1250 - 2500	-	-	-	-	-	-	-	26,45
2500 - 3500	15,5	11,8	-27,3	11,4	5,1	-16,5	4,1	21,52
3500 - 4000	-7,9	5,5	-13,4	-6,2	1,1	-7,2	1,7	100*
4000 - Fundo	-1,1	1,7	-2,8	0,3	0,7	-0,4	1,4	87,10
	3,1	3,9	-0,8	0,4	0,5	-0,1	2,7	

As climatologias de salinidade na profundidade de 5 m extraídas do modelo evidenciam um padrão marcadamente zonal que já foi reportado por Stewart, (2005), o qual nas latitudes mais próximas ao Equador, as águas são menos salinas, devido

* Neste caso, a discrepância foi superior a 100%. Apesar de matematicamente estar correto, fisicamente este resultado não faz sentido algum.

às maiores taxas de precipitação. Por outro lado, as águas ficam mais salinas em direção as médias latitudes onde a evaporação é mais alta (Figura 33).

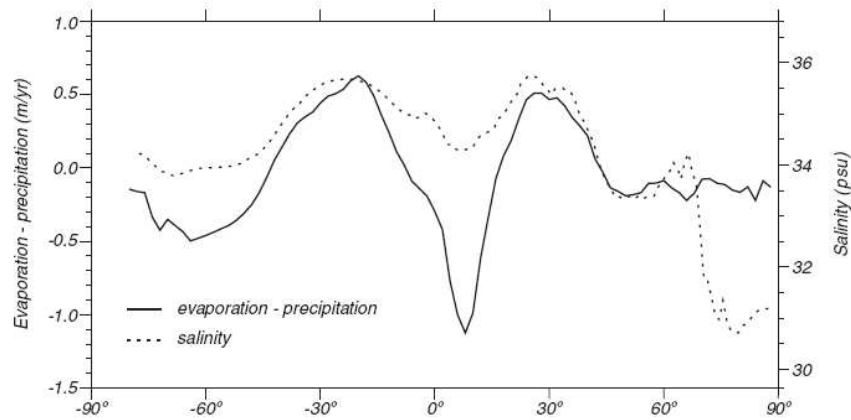


Figura 33: Média zonal da salinidade superficial do mar para todos os oceanos, segundo Levitus (1982), e a diferença entre as taxas de evaporação e precipitação (E-P). Fonte: Stewart, 2005.

Embora muito se tenha discutido na literatura sobre a definição ótima para a profundidade da camada de mistura (Kara *et al.*, 2000; Boyer-Montégut *et al.*, 2004; Lorbacher *et al.*, 2006), ainda não há um consenso de qual definição deve ser usada para melhor estimá-la. Segundo Levitus (1982), uma diferença de $0,5^{\circ}\text{C}$ no critério de temperatura não é equivalente a uma diferença de $0,125 \text{ Kg m}^{-3}$ no critério de densidade para todas as regiões do globo. Este fato se deve principalmente ao coeficiente de expansão térmica para a água do mar não ser uma função linear da temperatura. Desta forma, uma diferença de $0,5^{\circ}\text{C}$ não corresponde a uma mesma diferença no critério de densidade para diferentes regiões, devido as variações de temperatura e salinidade encontradas na superfície do oceano ao redor do globo. No entanto, neste trabalho os resultados de ILD e MLD, a exceção do inverno, não apresentaram diferenças consideráveis, como foi evidenciado na análise das climatologias da ILD e MLD na seção 3.2. Da mesma forma, Cirano *et al.*, (2006) utilizando dados do modelo OCCAM, encontraram um comportamento similar entre a camada isopicnal e isotérmica, baseando-se na mesma definição utilizada neste trabalho.

A característica mais óbvia presente nos resultados foi uma Z_M mais rasa no verão versus uma Z_M profunda no inverno. A camada de mistura menos espessa no verão foi consistente com um aquecimento das camadas superiores devido às maiores taxas de radiação solar incidente, aliado a um relativo enfraquecimento dos ventos,

resultando na formação da termoclina sazonal (Tomczak & Godfrey, 1994). Enquanto, uma Z_M mais profunda no inverno foi gerada pelo resfriamento e pelos fortes ventos característicos nas ocasiões desta estação. Este comportamento é característico em outras regiões do globo (Levitus, 1982; Kara *et al.*, 2003; Boyer-Montégut *et al.*, 2004). Na primavera, o forte aquecimento na superfície evidenciado através da entrada de radiação solar pôde explicar uma Z_M mais rasa durante cada período desta estação, como foi visto no ano de 2003. No entanto, a intensidade do vento persistiu alta em muitas ocasiões, como ao sul de 19°S, mas não o suficiente para a quebra da estratificação gerada pelo forte aquecimento na superfície. O outono, normalmente apresentou características intermediárias entre o verão e o inverno. De uma forma geral, apesar de nas ocasiões desta estação ser encontrado os menores valores de entrada de radiação solar, o vento não foi suficientemente intenso para provocar uma Z_M tão profunda, quanto à adquirida nas ocasiões de inverno. Em adição, comparando o diagrama *Hovmoller* de anomalia de temperatura do modelo e o de anomalia de radiação solar incidente, percebe-se que existe uma congruência muito boa entre estes dois diferentes conjuntos de dados. Nota-se que o período de 1999 a 2001 (2002-2003) apresenta anomalias de temperaturas relativamente mais frias (quentes) coincidentes com anomalias negativas (positivas) de radiação solar incidente. A análise do diagrama *Hovmoller* de anomalia da velocidade do vento sustenta esta afirmativa, pois, a partir do ano de 2002, verificamos uma relativa queda na intensidade do vento. Como o vento é responsável pela retirada de calor da superfície e por promover a mistura oceânica, a redução na sua intensidade implica que mais calor está sendo retido, justamente o que se infere do diagrama *Hovmoller* de anomalia de temperatura do modelo.

Os resultados de profundidade da camada de mistura apresentaram muitas características bem conhecidas, as quais foram descritas antes por outros autores, usando outras metodologias e definições no estudo de diferentes regiões no globo. Por exemplo, a forte variabilidade sazonal dos ventos de superfície (e.g. monções de nordeste e sudoeste), aliada a outras forçantes, domina e determina a profundidade da camada de mistura no Oceano Índico, especialmente no Mar da Arábia (e.g. Bauer *et al.*, 1991). Kumar & Narvekar (2005), estudando esta região, associaram uma camada de mistura menos espessa na intermonção de primavera, entre outros

fatores, à baixa intensidade do vento e as altas taxas de entrada de radiação solar. No entanto, no presente estudo, não foi possível encontrar uma relação convincente entre a profundidade da camada de mistura e a intensidade do vento na primavera, pois, apesar da primavera ser a estação com valores relativamente altos de velocidade do vento, chegando a 8 m s^{-1} em 2001, a profundidade da camada de mistura foi bastante rasa em todos os eventos desta estação. Logo, a profundidade desta camada foi mais adequadamente ajustada à radiação solar incidente nesta estação. Por outro lado, a região de estudo localiza-se num limite oceânico onde predomina uma corrente de contorno oeste, a Corrente do Brasil, sendo que características semelhantes foram encontradas para regiões de borda oeste sob o domínio da Corrente do Golfo e de Kuroshio. Nestas regiões, a profundidade da camada de mistura foi mais profunda no inverno e alcançou os valores mais superficiais no verão (Kara *et al.*, 2003). A sazonalidade na profundidade da camada de mistura também foi uma característica presente nas regiões subtropicais e em médias latitudes, variando de 20 m no verão até 150 m no inverno (Boyer-Montégut *et al.*, 2004) e nas regiões tropicais, variando entre 10 e 200 m (Stewart, 2005).

Os resultados ao redor do BAS mostraram a estação mais próxima da costa com as maiores concentrações de clorofila-*a*. Já a região ao sul do BAS apresentou concentrações de clorofila-*a* maiores em relação à região norte. Em geral, as maiores concentrações foram associadas a uma Z_M profunda, aliada na maior parte dos casos, a menores temperaturas. Esta característica foi mais comum nas ocasiões de inverno. Em adição, como o aumento da biomassa fitoplanctônica depende da disponibilidade de luz solar para a realização da fotossíntese, a média climatológica da entrada de radiação solar incidente no inverno (Figura 11c) evidenciou os valores mais altos sobre o BAS e o Banco Royal Charlotte, não havendo variação entre as localidades dos pontos escolhidos para a extração das séries temporais. Os resultados de clorofila-*a* corroboram parcialmente aos encontrados por Gaeta *et al.*, (1999), quando estudando a biomassa fitoplanctônica e a produtividade primária em perfis verticais na região do BAS, durante o outono de 1995. Naquele estudo, no entanto, as maiores concentrações na região sul do BAS foram associadas à presença do Vórtice ciclônico de Vitória, bombeando águas com temperaturas baixas e mais ricas em nutrientes do talude continental sobre a

plataforma (Schmid *et al.*, 1995). Gaeta *et al.*, (1999) e Kumar & Narvekar (2005) consideram que qualquer mecanismo que acelere a entrada de nitrogênio novo no interior da camada de mistura deve aumentar a produção biológica. Desta forma, um segundo caminho percorrido pelo vórtice até regiões mais ao norte do BAS, como o reportado por Campos (2006), não foi bem esclarecido neste trabalho, pois os baixos teores de clorofila-*a* no norte do BAS não refletem a um eventual enriquecimento por nutrientes (e.g. nitrato, fosfato).

De uma forma geral, o POP possui uma boa resolução espacial, no entanto, a baixa resolução temporal inviabiliza o estudo completo de alguns dos mais importantes processos oceânicos, principalmente os de menores escalas (i.e., de dias, de meses), como os processos de ressurgência. Por outro lado, os maiores valores de discrepância de TSM encontrados sobre a plataforma continental comprometem um pouco a qualidade dos resultados nesta região. A princípio, esta característica não é relevante, pois boa parte da região apresenta uma plataforma continental relativamente estreita. No entanto, a região do Banco Royal Charlotte e do BAS são as localidades mais susceptíveis a erros. Apesar disso, no estudo das séries temporais identificamos resultados importantes nesta região, como a influência da componente v da tensão de cisalhamento do vento na Z_M .

5. Sumário e Conclusões

A combinação de campos atmosféricos e oceânicos no estudo do comportamento da profundidade da camada de mistura na região NOAS alcançou resultados relevantes. Em geral, a representação dos campos oceânicos através do POP foi satisfatória. No estudo da velocidade e do transporte na seção de 11°S, o POP mostrou resultados coerentes e da mesma ordem de grandeza aos resultados observacionais encontrados na literatura. As maiores diferenças entre os campos de TSM observacionais e as temperaturas no primeiro de nível do modelo foram sob a plataforma continental; ainda assim, foram encontrados resultados importantes nesta região. De uma forma geral, a estimação da profundidade da camada de mistura com dados do modelo obteve resultados semelhantes a outras regiões do globo.

Observou-se um padrão marcadamente sazonal, sendo que, entre outras forçantes que desempenham um importante papel na interface atmosfera-oceano, os ventos e a radiação solar incidente foram fundamentais. Outras forçantes, no entanto devem ser investigadas, visando um maior entendimento do comportamento da camada de mistura na região. Na região da plataforma do BAS observamos que pulsos de ressurgência costeira são favorecidos pela forte componente meridional da tensão de cisalhamento do vento no sentido sul, podendo estar indiretamente influenciando as altas concentrações de clorofila-*a*. No entanto, a principal dificuldade na interpretação dos resultados de clorofila-*a* deveu-se a ausência da investigação de outros parâmetros físicos e biológicos de suma importância, como a concentração de nutrientes. Em geral, apesar da obtenção de resultados significantes, outros trabalhos devem ser feitos, visando o preenchimento das lacunas deixadas neste estudo, complementando a metodologia com amostragens de campo e aquisição de dados *in situ*, principalmente onde foram encontradas as maiores discrepâncias de TSM, na região da plataforma continental e próximo ao BAS. Além disso, devido á importância oceanográfica desta região, estudos de modelagem que contemplem saídas numéricas em escalas diárias, p. ex., devem ser implementados. Desta forma, uma investigação mais detalhada dos mecanismos responsáveis pelo comportamento, determinação e evolução das camadas limite da atmosfera e do oceano poderá ser aplicada através de estudos de caso.

6. Referências Bibliográficas

Bauer, S.; Hitchcock, G. L.; Olson, D. B. Influence of monsoonally-forced Ekman dynamics upon surface layer depth and plankton biomass distribution in the Arabian Sea, *Deep Sea Res., Part I*, Vol. 38, pp. 531– 553. 1991.

Boyer-Montégut, C.; Madec, G.; Fischer, A.S.; Lazar, A.; Iudicone, D. Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res.*, Vol. 109, (C12003). 2004.

Campos, E. J. D. Equatorward translation of the Vitoria Eddy in a numerical simulation. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 33, L22607. 2006.

Castro, B. M.; Miranda, L. B. Physical Oceanography of the Western Atlantic Continental Shelf Located Between 4°N and 34°S Coastal Segment (4, W). *In: The Sea*, Vol. 11, pp. 209-251. Robinson A. R. & Brink, K. H. (Org.). 1998.

Cirano, M.; Mata, M. M.; Campos, E. J. D.; Deiró, N. F. R. A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação Global OCCAM. *Revista Brasileira de Geofísica*, Vol. 24, pp. 209-230. 2006.

Dengler, M.; Schott, F. A.; Eden, C.; Brandt, P.; Fischer, J.; Zantopp, R. J. Break-up of the Atlantic deep western boundary current into eddies at 8°S. *Nature*, Vol. 432, pp. 1018-1020. 2004.

Foltz, G. R.; Grodsky, S. A.; Carton, J. A.; McPhaden, M. J. Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, Vol. 108(C5), 3146. 2003.

Gaeta, S. A.; Lorenzetti, J. A.; Miranda, L. B.; Susini-Ribeiro, S. M. M.; Pompeu, M.; De Araujo, C. E. S. The Victória Eddy and its relation to the phytoplankton biomass and primary productivity during the austral fall of 1995. *Arch. Fish. Mar. Res.*, Vol. 47(2/3), pp. 253-270. 1999.

Kilpatrick, K. A.; Podesta, G. P.; Evans, R. Overview of the NOAA/NASA Advanced Very High Resolution Radiometer Pathfinder algorithm for sea surface temperature and associated matchup database. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, Vol. 106, pp. 9179-9197. 2001.

Knoppers, B.; Ekau, W.; Figueiredo, A.G. The coast and shelf of east and northeast Brazil and material transport. *Geo-Marine Letters*, Vol. 19, pp. 171-178. 1999.

Kumar, S. P.; Narvekar, J. Seasonal variability of the mixed layer in the central Arabian Sea and its implication on nutrients and primary productivity. *Deep Sea Res., Part II*, Vol. 52, pp. 1848-1861. 2005.

Kara A. B.; Rochford, P. A.; Hurlburt, H. E. An optimal definition for ocean mixed layer depth. *J. Geophys. Res.*, Vol. 105, pp. 16803-16821. 2000.

Kara, A. B.; Rochford, P. A.; Hurlburt, H. E. Mixed layer depth variability over the global ocean, *J. Geophys. Res.*, Vol. 108(C3), 3079. 2003.

Leão, Z.M.A.N.; Kikuchi, R.K.P.; Testa, V. Corals and coral reefs of Brazil. In: Cortéz, J.(Org.). *Latin American Coral Reefs*. San José, Costa Rica: Editora Elsevier, pp. 9-52. 2003.

Levitus, S. Climatological atlas of the world ocean. *NOAA Prof. Pap.* 13, 26 p. 1982.

Longhurst, A. Seasonal cycles of pelagic production and consumption. *Prog. Oceanogr.*, Vol. 36, pp. 77– 167. 1995.

Lorbacher, K.; Dommenges, D.; Niiler, P. P.; Köll, A. Ocean mixed layer depth: A subsurface proxy of ocean-atmosphere variability. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, Vol. 111, pp. 1-51. 2006.

Nagai, T.; Yamazaki, H.; Nagashima, H.; Kantha, L. H. Field and numerical study of entrainment laws for surface mixed layer. *Deep Sea Res., Part II*, Vol. 52, pp. 1109-1132. 2005.

Narvekar, J.; Kumar, S. P. Seasonal variability of the mixed layer in the central Bay of Bengal and associated changes in nutrients and chlorophyll. *Deep Sea Res., Part I*, Vol. 53, pp. 820-835. 2006.

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration. 2008. Disponível em: <<http://www.noaa.gov/>>. Acesso em: 01 de jun. 2009.

Noh, Y; Lee, W. Mixed and mixing layer depths simulated by an OGCM. *Journal of Oceanography*, Vol. 64, pp. 217-225. 2008.

Maltrud, M. E. & McClean, J. L. An eddy resolving global 1°/10 ocean simulation. *Ocean Model.*, Vol. 8, pp. 31–54. 2005.

Monterey, G.; Levitus, S. Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean. *NOAA Atlas NESDIS 14*, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md, 100 p. 1997.

Pailler, K.; Bourlès, B.; Gouriou, Y. The barrier layer in the western tropical Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 26, pp. 2069–2072. 1999.

Polovina, J. J.; Mitchum, G. T.; Evans, G. T. Decadal and basin scale variation in mixed layer depth and the impact on biological production in the central and North Pacific, 1960-88. *Deep Sea Res., Part I*, Vol. 42, pp. 1701– 1716. 1995.

REVIZEE - Programa de Avaliação do Potencial Sustentável dos Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva. SCORE-Central. Série Livros 13. Edição: Paulo A. S. Costa; Agnaldo S. Martins e George Olavo. 2005.

REVIZEE - Programa de Avaliação do Potencial Sustentável dos Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva. SCORE-Central. Série Livros 24. Edição: Paulo A. S. Costa; George Olavo e Agnaldo S. Martins. 2007.

Schmid, C.; Schäfer, H.; Zenk, W.; Podestá, G. The Vitória Eddy and Its Relation to the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 25, pp. 2532-2546. 1995.

Schott, F. A.; Dengler, M.; Zantopp, R.; Stramma, L.; Fischer, J.; Brandt, P. The Shallow and Deep Western Boundary Circulation of the South Atlantic at 5°–11°S. *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 35, pp. 2031-2053. 2005.

Smith, E. Satellite-derived sea surface temperature data available on-line. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, Vol. 77, pp. 135-135. 1996.

Spall, M. A.; R. A. Weller, R. A.; P. W. Furey, P. W. Modeling the three dimensional upper ocean heat budget and subduction rate during the Subduction Experiment. *J. Geophys. Res.*, Vol. 105, 26151-26166. 2000.

Sprintall, J.; Roemmich, D. Characterizing the structure of the surface layer in the Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, Vol. 104, pp. 23297-23312. 1999.

Sprintall, J.; Tomczak, M. Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics. *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, pp. 7305-7316. 1992.

Stewart, R.H. *Introduction to Physical Oceanography*. Chapter 6: Temperature, Salinity, and Density, 82 p. 2005.

Thomson, R. E.; Fine, I. V. Estimating mixed layer depth from oceanic profile data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol. 20, pp. 319– 329. 2003.

Tomczak, M.; Godfrey, J. S. *Regional Oceanography: An Introduction*. Chapter 5, Pergamon Press, 54 p. 1994.

7. Apêndice

Tabela 6: Níveis referentes à localização das variáveis (e.g. T, S) e suas respectivas profundidades no *Parallel Ocean Program* (POP). Vale salientar o maior detalhamento na superfície.

Nível	Profundidade (m)	Nível	Profundidade (m)
1	5	21	729.4
2	15.1	22	918.4
3	25.3	23	1139.2
4	35.8	24	1378.6
5	46.6	25	1625.7
6	58	26	1875.1
7	70	27	2125
8	82.9	28	2375
9	96.9	29	2625
10	112.3	30	2875
11	129.5	31	3125
12	149	32	3375
13	171.4	33	3625
14	197.8	34	3875
15	229.5	35	4125
16	268.5	36	4375
17	317.7	37	4625
18	381.4	38	4875
19	465.9	39	5125
20	579.3	40	5375

