



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/07.08.16.52 -TDI

**ESTUDO DA VARIABILIDADE DE FRENTES
OCEÂNICAS A PARTIR DE IMAGENS DE
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR NA
COSTA BRASILEIRA**

Leandro Rodrigues de Freitas

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelo Dr. Milton Kampel, aprovada em 31 de julho de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3GKFCBS>>

INPE
São José dos Campos
2014

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/07.08.16.52 -TDI

**ESTUDO DA VARIABILIDADE DE FRENTES
OCEÂNICAS A PARTIR DE IMAGENS DE
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR NA
COSTA BRASILEIRA**

Leandro Rodrigues de Freitas

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelo Dr. Milton Kampel, aprovada em 31 de julho de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3GKFCBS>>

INPE
São José dos Campos
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Freitas, Leandro Rodrigues de.

F884e Estudo da variabilidade de frentes oceânicas a partir de imagens de temperatura da superfície do mar na costa brasileira / Leandro Rodrigues de Freitas. – São José dos Campos : INPE, 2014. xxviii + 130 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/07.08.16.52 -TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.
Orientador : Dr.Milton Kampel.

1. Oceanografia. 2. Sensoriamento remoto. 3. Oceano Atlântico. 4. Processos costeiros 5. Frentes oceânicas I.Título.

CDU 528.88:551.465.63

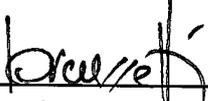


Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Sensoriamento Remoto

Dr. João Antonio Lorenzetti



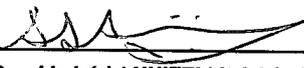
Presidente | INPE | SJCampos - SP

Dr. Milton Kampel



Orientador(a) | INPE | SJCampos - SP

Dr. Arcilan Trevenzoli Assireu



Convidado(a) | UNIFEI | Itajubá - MG

Dra. Cristina Maria Bentz



Convidado(a) | PETROBRAS | Rio de Janeiro - RJ

Este trabalho foi aprovado por:

majoria simples

unanimidade

Aluno (a): **Leandro Rodrigues de Freitas**

São José dos Campos, 31 de Julho de 2014

“Climate is what we expect, weather is what we get.”

--Mark Twain

“I was like a boy playing on the sea-shore, and diverting myself now and then finding a smoother pebble or a prettier shell than ordinary, whilst the great ocean of truth lay all undiscovered before me.”

--Sir. Isaac Newton

A meus pais, Carminha e Rodolfo.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha “chefa”, Cristina, por ter escrito em uma folha de caderno os planos para meu desenvolvimento nos quatro primeiros anos de empresa, e por continuar a acreditar neles e em mim.

À PETROBRAS pela oportunidade de crescimento profissional e pessoal.

Ao Dr. Milton Kappel pela orientação, por topar o desafio e toda a cooperação.

A minha família, por não reclamar muito da minha ausência. E me recompensar pela presença, muitas vezes super rápida.

Ao excelente corpo docente do INPE pela experiência transformadora.

Ao grupo MOceanS: Laura, Francisca, Natália, Larissa, Lucas, Aline, Gabriel e os recém-chegados Fábio, Luciane e João, obrigado pelas consultas, trocas de ideias e perdão pelas interrupções.

Ao orientador “informal” Dr. João Lorenzetti, por não me expulsar da sala depois da milésima visita de 5 minutos.

Ao Dr. Camilo, pelas irrestritas ajudas com estatística.

Ao Derrick T. Tuggle *Lonely Boy* pela diversão. Ao lado dos amigos Andrezinho, Annia, Carlos Leandro, Édipo, Felipe, Luiz, Rafaela, Renato, Ricardo, Taíssa, Zé (e por aí vai...) esses anos foram inesquecíveis.

Ao Jason Roberts pela ajuda com o MGET.

Às amigas Andressa, Daniela e Carina, pela cooperação durante as reuniões do grupo informal de autoajuda oceanográfica.

À Veronika, pelo companheirismo, paciência e momentos inesquecíveis.

RESUMO

As frentes térmicas oceânicas exercem influência em diversos componentes do ambiente marinho e atmosférico adjacente. Desta forma, o conhecimento de sua variabilidade espaço-temporal é bastante importante. O presente trabalho testou duas bases de dados de sensoriamento remoto de temperatura da superfície do mar para mapear e caracterizar as frentes térmicas oceânicas na costa leste-sudeste-sul do Brasil. Inicialmente foi realizada a validação da base de dados de temperatura *Multi-scale Ultra-high Resolution*, por meio da comparação com boias de deriva, o que resultou em acurácia de $0,1 \pm 0,3^\circ\text{C}$. A validação desta base de dados de alta resolução representa um estudo inédito, além de ter gerado resultados superiores aos obtidos pela segunda base de dados de temperatura, proveniente do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*. O emprego de algoritmos computacionais representou significativo avanço comparado a estudos anteriores em dois aspectos. Primeiro houve uma ampliação da área de estudos analisada, que compreendeu a plataforma continental e a zona profunda, desde o Banco de Abrolhos até o sul do Rio Grande do Sul. Segundo, houve aumento da série temporal empregada, que compreendeu 10 anos de dados de temperatura estimada por satélites. Com este estudo foi possível detectar e caracterizar a assinatura sazonal das frentes térmicas de fenômenos conhecidos, como a intrusão da Corrente Costeira do Brasil, a frente térmica interna e os vórtices da Corrente do Brasil, ressurgências costeiras e plumas de rios. A metodologia empregada neste trabalho pode ser replicada a outras áreas ou mesmo adaptada para utilização com outras bases de dados oriundas de sensores orbitais, como clorofila-a ou salinidade.

A STUDY OF THE VARIABILITY OF OCEAN FRONTS FROM SEA SURFACE TEMPERATURE IMAGES IN THE BRAZILIAN COAST

ABSTRACT

Thermal oceanic fronts exert influence on various components of the adjacent marine and atmospheric environment. Thus, the knowledge of its space-time variability is quite important. The present study tested two remote sensing databases of sea surface temperature (SST) to locate, map and characterize the oceanic thermal fronts in the south-east-southeast coast of Brazil. Initially, the Multi-scale Ultra-high Resolution (MUR) database was validated, through comparison with drifters, which resulted in an accuracy of 0.1 ± 0.3 °C. The regional validation of this high resolution database represents an unprecedented study. In addition, MUR database has also generated better front detection results than those obtained through the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) database. The use of computer algorithms represented significant improvement compared to previous studies in two aspects. Firstly there was an expansion of the studied area, which included the continental shelf and the deep zone from the *Abrolhos* Bank to the southern *Rio Grande do Sul*. Secondly, there was an increase of employed time series, which comprised 10 years of SST data. With this study it was possible to detect and characterize the seasonal signature of thermal fronts of known phenomena, such as the intrusion of the Coastal Brazil Current, the internal thermal front and the vortices of the Brazil Current, coastal upwelling and rivers plumes. The methodology used in this study can be replicated to other areas or even adapted for using with other databases derived from satellite sensors such as chlorophyll-*a* and salinity.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

- Figura 2.1: Mapa da área de estudo localizada na costa E-SE-S do Brasil. A batimetria (ETOPO-1) é mostrada em escala de cinza, com as isóbatas de 200 e 2000m em branco. Regiões de interesse são identificadas por siglas: RC= Banco Royal Charlotte; AB=Banco de Abrolhos; CST=Cabo de São Tomé; CF=Cabo Frio; CSM=Cabo de Santa Marta; LdP=Lagoa dos Patos. Três subáreas de estudo foram delimitadas por retângulos em vermelho tracejado: Abrolhos, Central e Sul..... 7
- Figura 2.2: Representação da circulação superficial do Atlântico Sul. Fonte: Adaptado de Peterson e Stramma (1991)..... 11
- Figura 2.3: Configuração clássica da circulação na região da Confluência Brasil-Malvinas e a influência sobre a plataforma continental, mostrando os campos de temperatura da superfície do mar e os vetores de corrente de superfície. FSTP: Frente Subtropical de Plataforma; SASW: Água Subantártica de Plataforma; CBM: Confluência Brasil-Malvinas. Fonte: Adaptado de Matano et al. (2010)..... 13
- Figura 2.4: Climatologias mensais de TSM da costa E-SE-S brasileira. Fonte: Castro et al. (2006) 16
- Figura 3.1: Transecto obtido através da frente formada pelo núcleo da ressurgência costeira de Cabo Frio, obtidas na superfície com um termosalinógrafo. As linhas azul (salinidade) e vermelha (temperatura) foram digitalizadas a partir da figura original e a linha vermelha (densidade) foi calculada a partir destas. Fonte: adaptado de Ikeda et al. (1974)..... 18
- Figura 3.2: Diagrama esquemático das etapas do algoritmo SIED (CAYULA; CORNILLON, 1992). (A) Imagem de TSM e janela de amostragem; (B) testes no histograma: bimodalidade e limiar; (C) teste de coerência espacial; (D) píxeis frontais; (E) imagem binária com as bordas sem afinamento; (F) imagem com bordas afinadas para 1 píxel..... 23
- Figura 3.2: Frentes nos grandes ecossistemas marinhos (LMEs) segundo Belkin et al., (2009). As linhas amarelas marcam os limites dos (A) LME nº15 plataforma sul do Brasil e (B) Costa Leste do Brasil. SSF: Shelf-Slope Front (Frente da Quebra de Plataforma); NBCF: North Brazil Current Front (Frente da Corrente Norte do Brasil); SBCF: South Brazil Current Front (Frente da Corrente Sul do Brasil). A linha tracejada representa a localização mais provável da frente. 25

Figura 3.4: Perfil idealizado de temperatura próximo da superfície para noite ou dia com ventos fortes (A) e dia com ventos fracos e alta insolação (B) resultando em estratificação da superfície. Os respectivos nomes das TSM em diferentes profundidades são mostrados na coluna à direita. Fonte: Adaptado de Donlon et al. (2002).	31
Figura 3.5: (A) Espectros de percentual de reflectância de água sem e com algas. (B) Espectros de percentual de reflectância para crescentes concentrações de sedimentos em suspensão. Fonte: Jensen (2009).	32
Figura 4.1: (A) Exemplo dos níveis de qualidade do produto L2 de TSM do MODIS/Aqua do dia 31/12/2007. Cada cor representa um nível de qualidade (de 0 a 4). (B) A mesma cena em composição cor verdadeira (<i>true color</i>). Notar que águas costeiras na região de Cabo Frio (assinalado pela cruz vermelha), típicas de ressurgência, foram mascaradas como “duvidosas” (q1) ou mesmo “ruins” (q3). A área terrestre foi classificada como q4.	42
Figura 4.2: Fluxograma metodológico aplicado ao presente trabalho. Cada etapa é detalhada no texto.	46
Figura 4.3: Fluxograma do pré-processamento da TSM _{MODIS} (ver detalhes e siglas no texto).....	49
Figura 4.4: Histograma de frequências de ocorrência do horário das passagens MODIS (azul) e das posições das boias da base AOML (vermelho), em horário UTC. Os conjuntos diurno e noturno foram separados conforme indicado no gráfico.	50
Figura 5.1: Boxplots representando o percentual de píxeis removidos em cada rodada do mascaramento de nuvens. O percentual de píxeis removidos é relativo ao número restante após a rodada anterior. A sigla das etapas segue: E1= filtragem inicial, E2-1 a E2-3= filtragem recursiva pela climatologia semanal, E3= filtragem pela mediana temporal. Em cada boxplot, a linha central é a mediana, os limites superior e inferior da caixa são o 1° e 3° quartis, a linha preta tracejada estende-se até os valores mais extremos não considerados <i>outliers</i> e as cruces representam <i>outliers</i>	56
Figura 5.2: Distribuição espacial em grades de 0,25°: (A) dos pontos de <i>match-up</i> AOML e MODIS e (B) das diferenças médias de TSM _{AOML} -TSM _{MODIS} , em °C. A isóbata representada é de 200m.	57
Figura 5.3: Histograma de diferenças entre a temperatura dos derivadores e a TSM _{MODIS} , em intervalos de 0,1°C (em cinza). As curvas azul e vermelha representam ajustes de duas funções gaussianas e a curva verde representa a somatória das duas. As retas verticais representam a média (linha contínua) e um desvio padrão (linha pontilhada) para cada função.	58

Figura 5.4: Distribuição espacial em grades de 0,25°: (A) dos pontos de <i>match-up</i> AOML e MUR e (B) das diferenças médias de $TSM_{AOML} - TSM_{MUR}$, em °C. A isóbata representada é de 200m.	60
Figura 5.5: Histograma de diferenças (em cinza) entre a TSM_{AOML} e a TSM_{MUR} , em intervalos de 0,1°C. A curva azul representa o ajuste de uma função gaussiana, enquanto as retas verticais representam a média (linha contínua) e um desvio padrão (linha pontilhada) para a função.	61
Figura 5.6: Correlação entre a TSM_{AOML} e a TSM_{MUR} . A linha de 1:1 é mostrada em preto e, em vermelho tracejado, é mostrada a reta de ajuste do polinômio de 1º grau.	62
Figura 5.7: <i>Boxplots</i> mensais da diferença $TSM_{AOML} - TSM_{MUR}$ para todo o período de estudo. Os meses são representados pelas mesmas cores, ao longo dos anos. A marca no centro de cada box representa a mediana e os círculos, os <i>outliers</i> . As linhas verticais vão do 1º ao 3º quartis.	62
Figura 5.8: Climatologia sazonal da clorofila- <i>a</i> , representada pelo \log_{10} da sua concentração em $mg.m^{-3}$ para realçar a variação espacial. São representadas as isóbatas de 200 e 2000m em branco.	65
Figura 5.9: <i>Boxplots</i> da CHL média ($mg.m^{-3}$) nas três áreas. Foram utilizados 120 meses, onde cada box representa a variabilidade interanual daquele mês. As escalas no eixo vertical são diferentes nas três áreas.	66
Figura 5.10: Razão Inverno/Verão da climatologia de CHL média para todo o período de estudo. As isóbatas são de 200m e 2000m.	67
Figura 5.11: Climatologia sazonal da TSM_{MODIS} . As isóbatas representadas são de 200 e 2000 m, com a profundidade indicada no primeiro quadro.	68
Figura 5.12: Climatologias de TSM_{MUR} representando as estações do ano na área de estudo. As isóbatas são de 200m e 2000m, com a profundidade indicada no primeiro quadro.	69
Figura 5.13: Diferença entre as climatologias mensais da TSM_{MUR} e TSM_{MODIS} , representada pela (A) média e (B) desvio padrão. (C) Série temporal da diferença, onde a curva representa a média e os traços verticais, \pm um desvio padrão, naquele mês climatológico. As isóbatas são de 200m e 2000m, com a profundidade indicada no primeiro quadro.	71
Figura 5.14: Médias zonais da climatologia sazonal da TSM MUR. (A) As linhas contínuas representam a TSM sobre a plataforma (profundidades menor que 200m) e as linhas tracejadas, da região profunda (maior que 200m). (B) Diferença entre as TSM rasa e profunda.	72
Figura 5.15: Magnitude do gradiente térmico ($^{\circ}C.km^{-1}$) dos produtos (A) TSM_{MUR} e (B) TSM_{MODIS} , calculado pela média de todas as imagens diárias do período	

2003-2012. Notar as escalas diferentes nas duas imagens. As isóbatas representadas pelas linhas tracejadas são de 200 e 2000m.....	73
Figura 5.15: Gradiente térmico ($^{\circ}\text{C.km}^{-1}$) da TSM_{MUR} calculado nas frentes térmicas nas 3 regiões: (A) Abrolhos, (B) Central e (C) Sul. As barras tem $0,01^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ de largura. Foi computado o gradiente somente na zona entre 0 e 2000m de profundidade.....	75
Figura 5.16: TSM do dia 31/12/2007 (A) estimada pelo MODIS/Aqua usando as passagens diurnas, após o pré-processamento e (B) produto MUR. A linha preta em (A) e (B) representa um transecto em aproximadamente 22°S com 83km de comprimento.....	76
Figura 5.17: Médias de longo prazo das componentes zonal (U) e meridional (V) dos ventos médios do mês. Foram usados dados entre 2003-2011 provenientes do projeto CCMP (ver texto para sigla). As áreas são as identificadas na Figura 1. O <i>boxplot</i> segue a mesma configuração mostrada na Figura 4.4. Notar as diferentes escalas de intensidade do vento, no eixo vertical, em cada área.	78
Figura 5.18: Intensidade (m.s^{-1}) dos ventos da base CCMP (sigla no texto), computados como a média mensal em cada subárea e mês, entre 2003-2011.....	79
Figura 5.19: Climatologia sazonal da intensidade e direção do vento na área Sul., no período entre 2003-2011 (dados CCMP; ver texto para siglas).	81
Figura 5.20: Fluxo de calor oceano-atmosfera líquido (W.m^{-2}) computado na forma de médias zonais para a área de estudos. (A) Fluxo climatológico mensal; (B) média anual. O fluxo é positivo no sentido atmosfera-oceano (oceano ganhando calor). A climatologia foi calculada considerando o período 1946-2006.....	82
Figura 5.21: Probabilidade média de frentes detectadas considerando o período de estudo 2003-2012 (%FNT) e as séries temporais de imagens: (A) TSM_{MUR} e (B) $\text{TSM}_{\text{MODIS}}$. As isóbatas de 200 e 2000m estão representadas pelas linhas brancas tracejadas. As escalas são diferentes nas imagens.	84
Figura 5.22: Distribuição de frequências acumuladas para a $\% \text{FNT}_{\text{MUR}}$ das climatologias sazonais e da média, nas áreas: (A) Abrolhos, (B) Central e (C) Sul. A linha tracejada vertical representa a probabilidade percentual de frentes correspondente ao 90 percentil da média temporal das frentes.	85
Figura 5.23: Climatologia sazonal da probabilidade $\% \text{FNT}_{\text{MUR}}$ para a região de Abrolhos. As isóbatas de 200 (contínua) e 2000m (tracejada) estão traçadas em branco. A linha contínua preta representa o p90 (ver texto para sigla)	

médio da área, igual a 10,33%. As siglas no primeiro quadro significam: Cr=foz do Rio Caravelas; Dc=foz do Rio Doce.....	88
Figura 5.24: Climatologia sazonal da probabilidade %FNT _{MUR} para a área central. As isóbatas de 200m (contínua) e 2000m (tracejada) estão sobrepostas em branco. A linha contínua preta representa o p90 (ver texto para sigla) médio da área, igual a 13,32%. As siglas representam os estados ES=Espírito Santo, RJ=Rio de Janeiro e SP=São Paulo, além dos pontos de Vit=Vitória, RPS=Rio Paraíba do Sul, IG=Ilha Grande e IB=Ilhabela.....	91
Figura 5.25: Climatologia sazonal da probabilidade %FNT _{MUR} para a área sul. As isóbatas de 200 (contínua) e 2000m (tracejada) estão sobrepostas em branco. A linha contínua preta representa o p90 (ver texto para sigla) médio da área, igual a 16,74%. Notar que a escala de probabilidade é diferente das figuras anteriores.	94
Figura 5.26: Percentual de mistura de massas d'água a 5m de profundidade para o (a) inverno e (b) verão. Os tons verdes correspondem à mistura da água do Rio da Prata, os tons vermelhos, à Água Tropical e os tons azuis, à Água Subantártica de Plataforma. Ao sul do CSM no verão há presença de água de ressurgência. Extraído de Möller Jr. et al. (2008).....	96
Figura 5.27: Razão entre a CHL climatológica de inverno e verão da área sul, em cores. Sobreposto está o contorno da região com %FNT significativas na climatologia de inverno (linha espessa). A batimetria de 200 e 2000m estão representadas (linhas tracejadas finas).	98
Figura A.1: Médias anuais de CHL, transformada para log ₁₀ da concentração de clorofila- <i>a</i>	126
Figura A.2: Médias anuais da %FNT.	127
Figura A.3: Climatologia sazonal de TSM _{MUR} na área de Abrolhos. As isóbatas representadas são de 200m e 2000m, com a profundidade indicada no primeiro quadro.	128
Figura A.4: Climatologia sazonal de TSM _{MUR} na área central. As isóbatas representadas são de 200m e 2000m, com a profundidade indicada no primeiro quadro.	129
Figura A.5: Climatologia sazonal de TSM _{MUR} na área sul. As isóbatas representadas são de 200m e 2000m, com a profundidade indicada no primeiro quadro.	130

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1: Limites das subáreas de estudo.....	8
Tabela 4.1: Lista das bases de dados utilizadas no presente trabalho, mostrando a variável, plataforma de coleta, unidade de medida, período temporal utilizado e resoluções espacial e temporal dos dados.....	40
Tabela 5.1: Estatísticas descritivas da magnitude do gradiente térmico ($^{\circ}\text{C.km}^{-1}$) nas três subáreas de estudo obtido pela TSMMUR.	74

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Banco de Abrolhos
AC	Água Costeira
ACAS	Água Central do Atlântico Sul
AOML	<i>Atlantic Ocean Marine Laboratory</i>
ASAP	Água Subantártica de Plataforma
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASTP	Água Subtropical de Plataforma
AT	Água Tropical
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
CB	Corrente do Brasil
CBM	Confluência Brasil-Malvinas
CCMP	<i>Cross Calibrated Multi Platform</i>
CF	Cabo Frio
CHL	Clorofila- <i>a</i> da superfície do mar
CLA	Camada limite atmosférica
CSM	Cabo de Santa Marta
CST	Cabo de São Tomé
CTD	Condutividade, Temperatura e Pressão
FSTP	Frente Subtropical de Plataforma
IR	Infravermelho (do inglês <i>infrared</i>)
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MUR	<i>Multi-scale Ultra-high Resolution</i>
MW	Micro-ondas (do inglês <i>microwaves</i>)
PCSE	Plataforma Continental Sudeste
RC	Banco de Royal Charlotte
SIED	<i>Single Image Edge Detector</i> (ou Detector de Borda em Imagem Única em português)
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

p90	90 percentil da distribuição acumulada de frequências
A_i	Amplitude da i -ésima função
θ	Ângulo zenital do sensor
b_i	Centro da i -ésima função gaussiana
λ	comprimento de onda, μm
σ	Desvio padrão
dT	Diferença de temperatura entre modos do histograma (SIED)
c_i	Espalhamento da i -ésima função gaussiana
GB	Gigabyte
\bar{x}	Média
%FNT	Probabilidade percentual da ocorrência da frente no pixel

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1	INTRODUÇÃO1
1.1.	Objetivo5
1.2.	Objetivos Específicos5
2	ÁREA DE ESTUDO7
2.1.	Características geográficas8
2.2.	Características da circulação e massas d'água10
2.3.	Principais sistemas atmosféricos13
2.4.	Climatologia da temperatura da superfície do mar15
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA17
3.1.	Frentes oceânicas17
3.1.1.	Métodos de detecção em imagens de satélite20
3.2.	Variáveis oceanográficas medidas por satélite28
3.2.1.	Temperatura da Superfície do Mar28
3.2.2.	Clorofila- <i>a</i> da superfície do mar31
3.2.3.	Vento na superfície do mar34
3.3.	Derivadores (pseudo) lagrangeanos.....35
3.4.	Ajuste gaussiano.....37
4	MATERIAIS E MÉTODOS39
4.1.	DADOS.....39
4.1.1.	Temperatura da superfície do mar MODIS40
4.1.2.	Concentração de Clorofila- <i>a</i> MODIS42

4.1.3.	Temperatura da superfície do mar MUR	43
4.1.4.	Dados de derivadores (pseudo) lagrangeanos	44
4.1.5.	Dados de vento na superfície do mar.....	44
4.1.6.	Dados de fluxo de calor oceano-atmosfera	45
4.2.	Métodos	46
4.2.1.	Ferramentas computacionais	47
4.2.2.	Pré-processamento da TSM _{MODIS}	47
4.2.3.	Comparação de TSM e derivadores	49
4.2.4.	Identificação das frentes.....	51
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	55
5.1.	Pré-processamento da TSM _{MODIS}	55
5.2.	Avaliação regional da acurácia da TSM _{MUR}	59
5.3.	Médias de longo termo (Climatologias)	63
5.3.1.	Clorofila na superfície do mar	64
5.3.2.	Temperatura da Superfície do Mar	67
5.3.3.	Ventos	77
5.3.4.	Fluxos de calor oceano-atmosfera	81
5.3.5.	Frentes Térmicas	82
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	101
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	105
	APÊNDICE A – FIGURAS COMPLEMENTARES	126

1 INTRODUÇÃO

Uma frente oceânica é uma zona estreita de forte gradiente horizontal de uma ou mais variáveis oceanográficas, como por exemplo, salinidade, temperatura, densidade, nutrientes (KLEMAS, 2012b). Esta definição clássica, embora bastante genérica, serve de base para critérios quantitativos de identificação e mapeamento do fenômeno (FEDOROV, 1984). O conhecimento empírico das frentes oceânicas é bastante antigo, já tendo sido reportado por navegadores devido ao acúmulo de espuma e lixo em zonas superficiais estreitas e por pescadores, que tendem a encontrar mais pescado nestas regiões (FEDOROV, 1984; SHARPLES; SIMPSON, 2001; BROWN et al., 2004).

A importância das frentes permeia aspectos químicos, físicos e ecossistêmicos do meio (BELKIN et al., 2009). Jatos, meandros e vórtices podem ocorrer na presença de frentes separando massas d'água de diferentes densidades, onde haja ajuste geostrófico (CUSHMAN-ROISIN; BECKERS, 2010). A forte turbulência associada às frentes de densidade oceânicas as posiciona como regiões de intensa troca de propriedades entre as massas d'água, contrariando o conceito intuitivo e errôneo de barreiras (BOWER et al., 1984). O papel das frentes no fornecimento de energia para as camadas superiores dos oceanos tem sido reavaliado mais recentemente, com implicação nos modelos climáticos (D'ASARO et al., 2011) e na dinâmica do fitoplâncton (MAHADEVAN et al., 2012). Algumas frentes podem atuar como regiões de concentração de produtores primários (SARACENO et al., 2005) e ictioplâncton (BAKUN, 2006), tornando-as zonas importantes para interações predador-presa (MUGO et al., 2013). Desta forma, as frentes se tornam atrativas para predadores maiores na cadeia trófica (BOST et al., 2009; MILLER; CHRISTODOULOU, 2013; YODA et al., 2013), podendo haver intensa pesca associada (SOLANKI et al., 2010; KLEMAS, 2012a). A camada limite atmosférica é influenciada pelo gradiente de temperatura nas frentes térmicas (SMALL et al., 2008), ocorrendo mudanças nos fluxos turbulentos (ROGERS, 1989; FRIEHE et al., 1991) e modulação nos ventos em superfície (PEZZI et al., 2005; TOKINAGA et al., 2005). Outro

campo onde as frentes oceânicas podem ter influência é o da acústica submarina, seja para aplicações civis ou militares. A propagação do som é fortemente influenciada pela presença de frentes e outras feições de mesoescala, que exercem atraso, perda de intensidade do sinal e refração das ondas acústicas (HEATHERSHAW et al., 1991).

As frentes oceânicas ocorrem em diversas escalas, desde poucos metros até milhares de quilômetros (FEDOROV, 1984). O uso de dados hidrográficos, obtidos por métodos convencionais, possibilita uma descrição detalhada da estrutura interna do oceano e das frentes que separam as diferentes massas d'água (BELKIN; GORDON, 1996; PIOLA et al., 2000; RUDNICK; MARTIN, 2002; CASTRO et al., 2006). Os sensores remotos, por sua vez, oferecem a visão sinóptica e sistemática do fenômeno (ROBINSON, 2010; KLEMAS, 2011, 2012b), uma vez que as frentes oceânicas se manifestem nas propriedades oceânicas superficiais passíveis de observação, como temperatura, cor, rugosidade e altura (ROBINSON, 2010). O uso de dados orbitais – ou mesmo aerotransportados – é, então, complementar aos métodos convencionais de amostragem *in situ*, por navios ou plataformas automáticas (NATIONAL RESEARCH COUNCIL, 2000). Porém, o uso do sensoriamento remoto requer considerações sobre as escalas espaciais e temporais envolvidas, restringe-se à expressão em superfície do fenômeno (FEDOROV, 1984), além de ser limitado pela presença de nuvens quando são empregados sensores operando no visível e no infravermelho (ROBINSON, 2004).

A temperatura da superfície do mar (TSM) é a variável orbital com o maior acervo histórico, contando com mais de duas décadas de dados. Diversas missões satelitais, tanto geoestacionárias quanto polares, equiparam radiômetros termais operando no infravermelho termal ou nas microondas passivas, dando origem a um grande número de bases de dados com diferentes resoluções temporais, espaciais e radiométricas (ROBINSON, 2010). Muitos usuários buscam estimativas de TSM com a melhor cobertura espaço-temporal, mesmo que isto envolva integrar diferentes sensores e satélites

operando em diferentes faixas espectrais. Estes fatos motivaram esforços visando gerar bases que usem a complementaridade das bases de dados existentes, como a alta resolução espacial da TSM-IR, o fato da TSM-MW praticamente não ser afetada por nuvens e a alta repetibilidade dos satélites geoestacionários. Neste contexto foi criado o Grupo para Temperatura da Superfície do Mar de Alta Resolução (*Group for High Resolution Sea Surface Temperature* – GHRSSST), que criou padrões de armazenamento e distribuição das bases de dados, fornecendo subsídios para grupos de pesquisa gerarem novas bases de dados multissensores (ver detalhes em <www.ghrsst.org>). Os objetivos do GHRSSST são gerar bases de TSM para assimilação em modelos de previsão oceânica, bem como gerar bases climatológicas robustas. Uma dessas bases, denominada *Multi-scale Ultra-high Resolution SST* (MUR), tem resolução temporal diária e alta resolução espacial (CHIN et al., 2013) com boa representatividade dos gradientes de temperatura (ARMSTRONG et al., 2012; VAZQUEZ-CUERVO et al., 2013), tornando-a uma interessante fonte de dados para o estudo de frentes térmicas. Embora haja na literatura exemplos de validação de cada base de dados que é utilizada na geração da TSM_{MUR} (EMERY et al., 2001; WALKER et al., 2003; CORLETT et al., 2006; BARTON, 2007; ASSIREU et al., 2011), ainda não foi identificado um trabalho de validação do produto MUR, tornando interessante este esforço.

A identificação das frentes térmicas em imagens de satélite comumente é feita por analistas treinados, por meio da digitalização manual das feições (GARFIELD, 1990; LORENZZETTI et al., 2009), através de um processo laborioso e muitas vezes sujeito à subjetividade e experiência do intérprete (BELKIN et al., 2009; MILLER, 2009). Esta metodologia subjetiva de análise apresenta vantagens para o estudo de uma frente individual ou de poucas frentes, porém demanda conhecimento prévio sobre as características do alvo. Por exemplo, Sartori (2004) analisou imagens térmicas de 1993 a 2001 e gerou um conjunto de 105 frentes digitalizadas, a partir do qual conseguiu identificar os comprimentos de onda predominantes do meandramento da Corrente do

Brasil (CB), tendo como resultado comprimentos entre 200 e 400 km. Entretanto, devido ao crescente volume de dados disponíveis e, a fim de transformar tais dados em informação por meio de análise automática, algoritmos computacionais de detecção e mapeamento de frentes têm sido propostos na literatura (CAYULA; CORNILLON, 1992; SHAW; VENNEL, 2000; BELKIN; O'REILLY, 2009). Esses algoritmos constituem uma metodologia objetiva e replicável, podendo-se considerar a alternativa mais viável para a análise de grandes volumes de imagens de satélites.

Dada a importância de se mapear as frentes térmicas oceânicas, compilou-se uma série temporal de dez (10) anos de dados de temperatura da superfície do mar (TSM) para a região da costa E-SE-S brasileira. Foram utilizadas duas bases de dados, uma das quais ainda não havia sido validada, constituindo uma novidade para a área de estudo. A inovação em relação aos trabalhos anteriores realizados na área é o emprego de um algoritmo computacional e de critérios objetivos para a detecção automática das frentes oceânicas presentes nas imagens térmicas, com posterior mapeamento e caracterização climatológica do fenômeno. Dados de vento na superfície do mar e fluxo de calor líquido oceano-atmosfera também foram analisados em conjunto com as frentes, para possibilitar um entendimento mais completo das características regionais. A metodologia empregada tem o potencial de ser replicada em outras áreas objetivando conhecer a variabilidade espaço-temporal das frentes térmicas, ou mesmo de ser ajustada para detectar frentes oceânicas manifestadas em outras variáveis, como cor do oceano (MILLER, 2009) e rugosidade (LORENZZETTI et al., 2008).

1.1. Objetivo

O objetivo principal do trabalho é a caracterização objetiva das frentes térmicas na costa E-SE-S do Brasil, a partir de imagens da temperatura da superfície do mar.

1.2. Objetivos Específicos

Os objetivos específicos do presente trabalho incluem:

- Gerar uma série temporal de estimativas de TSM, validando-a em relação a dados *in situ* oriundos de boias de deriva;
- Extrair uma série temporal de frentes térmicas identificadas objetivamente por algoritmo computacional aplicado à base de TSM gerada, no período de 2003-2012;
- Caracterizar espaço-temporalmente a variabilidade das frentes térmicas detectadas, identificando e relacionando-as ao conhecimento oceanográfico existente da área de estudo;
- Analisar a relação das frentes térmicas com a biomassa fitoplanctônica indexada pela concentração de clorofila-*a* estimada por satélite.

2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo do presente trabalho está localizada entre 15°-35°S e 35°-54°W, na borda oeste do Oceano Atlântico Sul, correspondendo à costa E-SE-S brasileira (Figura 2.1).

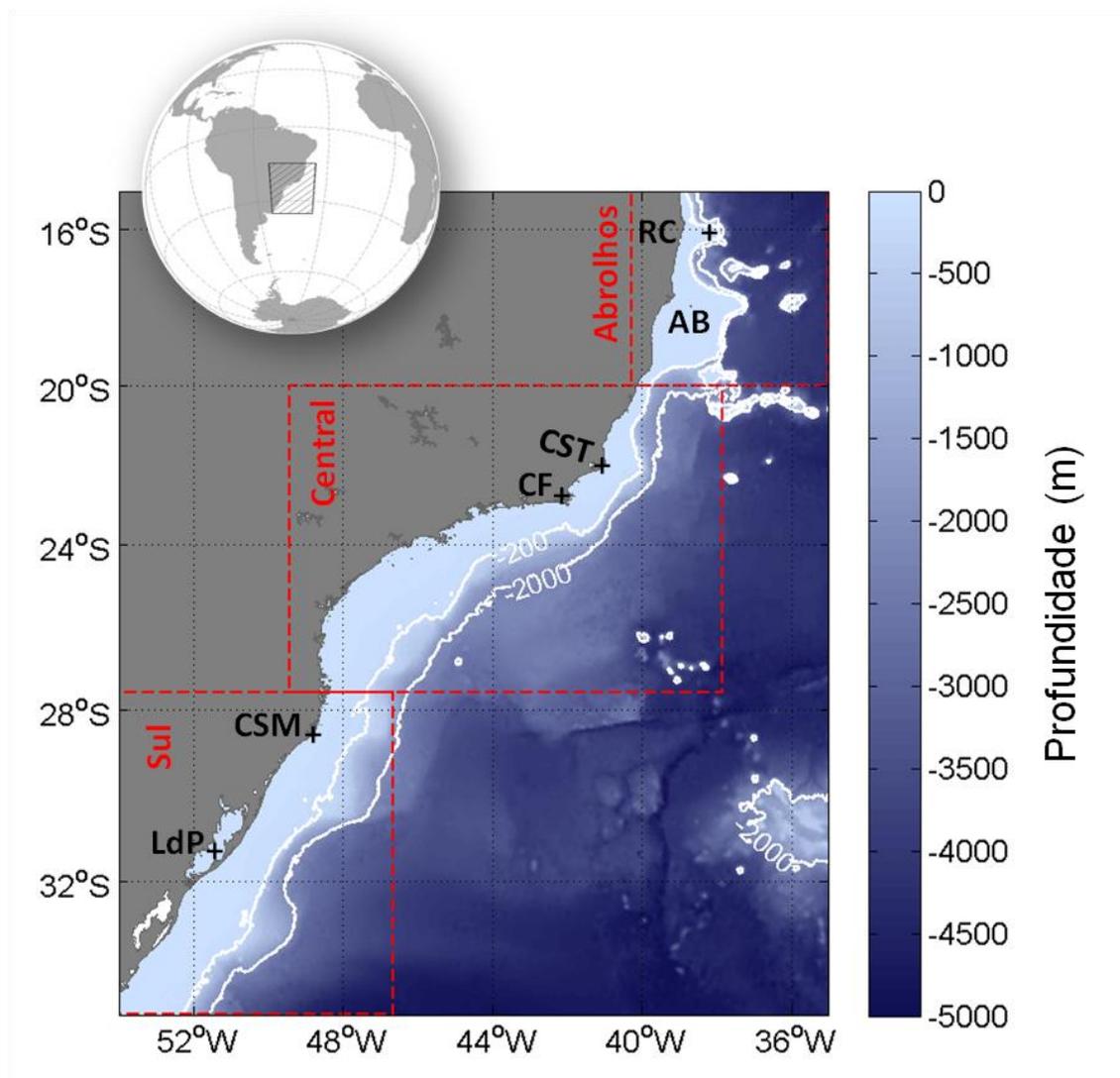


Figura 2.1: Mapa da área de estudo localizada na costa E-SE-S do Brasil. A batimetria (ETOPO-1) é mostrada em escala de cinza, com as isóbatas de 200 e 2000m em branco. Regiões de interesse são identificadas por siglas: RC=Banco Royal Charlotte; AB=Banco de Abrolhos; CST=Cabo de São Tomé; CF=Cabo Frio; CSM=Cabo de Santa Marta; LdP=Lagoa dos Patos. Três subáreas de estudo foram delimitadas por retângulos em vermelho tracejado: Abrolhos, Central e Sul.

Foram estabelecidas três subdivisões da área de estudo a fim de detalhar os resultados nestas áreas. A tabela a seguir lista os limites das subáreas.

Tabela 2.1: Limites das subáreas de estudo.

Nome	Latitude	Longitude
Área de Abrolhos	15°S - 20°S	35°W - 40,27°W
Área central	20°S - 27,57°S	37,85°W - 49,44°W
Área sul	27,57°S - 35°S	46,65°W - 54°W

2.1. Características geográficas

A região estudada engloba ambientes bastante diferentes. Na área de Abrolhos, ao norte, a largura da plataforma tem em torno de 40 km nas porções mais estreitas, alargando até 110 km no Banco de Royal Charlotte (RC) e 180 km no Banco de Abrolhos (AB). Montes submarinos são encontrados entre os dois bancos (PEREIRA et al., 2005). A quebra de plataforma nesta área fica a menos de 100m de profundidade, rapidamente chegando a profundidades superiores a 3000m (CASTRO; MIRANDA, 1998). Deságuam nesta região o complexo estuarino Peruíbe-Caravelas (17,74°S; 39,19°W) e o Rio Doce (19,65°S; 39,81°W), cujos ciclos hidrológicos têm mínimo próximo ao inverno (agosto-setembro) e máximo próximo ao verão (dezembro-fevereiro), associados aos ciclos de precipitação. Há menos registros sobre o complexo Peruíbe-Caravelas, cuja vazão média estimada é de $45,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($28,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) no verão (inverno) (ANDUTTA, 2011). O Rio Doce tem vazão média de verão maior que $1.500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e de inverno de aproximadamente $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (JENNERJAHN et al., 2010). Ao sul do AB a plataforma continental é estreita,

com cerca de 80 km, voltando a alargar novamente na região do Cabo de São Tomé (CST), no Rio de Janeiro.

A partir do Cabo Frio (CF), a orientação da linha de costa que era aproximadamente N-S passa para E-W e é onde se inicia a Plataforma Continental Sudeste (PCSE). A PCSE é a região que se estende desde o CF até o Cabo de Santa Marta (CSM), em Santa Catarina, apresentando topografia suave e formato côncavo, com isóbatas dispostas paralelamente à linha de costa. A profundidade média é de 70m e quebra da plataforma variando entre 120 a 180m de profundidade. A parte mais larga da PCSE fica ao largo de Santos, São Paulo, com cerca de 230km de largura, enquanto os extremos são mais estreitos: 70km no CSM e 50km no CF (CASTRO et al., 2006). Embora não haja grandes rios desaguando na área central, o rio Paraíba do Sul (21,6°S 41,08°W) representa a maior entrada de água doce na região, com vazão mínima no inverno (aproximadamente $500\text{m}^3\text{s}^{-1}$) e máxima na estação chuvosa do verão (maior que $1.000\text{m}^3\text{s}^{-1}$) (JENNERJAHN et al., 2010). Na PCSE, os principais pontos de entrada de águas continentais incluem os estuários de Santos e Cananéia, em São Paulo, as baías da Guanabara e da Ilha Grande, no Rio de Janeiro e de Paranaguá, no Paraná (CASTRO; MIRANDA, 1998).

A linha de costa e a topografia de fundo da plataforma sul, entre o CSM e o limite sul do Brasil, são relativamente suaves, com a quebra de plataforma, em média, a 180m de profundidade. A plataforma continental é mais larga ao sul, com 170km de largura e mais estreita no CSM, com 110km de largura (CASTRO; MIRANDA, 1998). Na área sul há importantes aportes de água doce, representados pelas lagoas dos Patos (LdP) e Lagoa Mirim e também a influência remota da desembocadura do Rio da Prata, na divisa entre Argentina e Uruguai. A descarga de água doce do Rio da Prata e Lagoa dos Patos, além de um elevado aporte de nutrientes, representa forçante de estratificação na plataforma sul (PIOLA et al., 2000). A vazão média do Rio da Prata é de $23.000\text{m}^3\text{s}^{-1}$, mas pode chegar a $65.000\text{m}^3\text{s}^{-1}$ em anos de *El Niño* ou reduzir-se a

aproximadamente $13.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ associado a eventos de *La Niña* (PIOLA et al., 2005). O estresse do vento modula o deslocamento da pluma, causando espalhamento para *offshore* durante o verão pelos ventos de NE. No inverno a pluma estende-se para norte sobre a superfície da plataforma continental até a latitude do CSM, podendo atingir, em casos extremos, a PCSE (PIOLA et al., 2005).

2.2. Características da circulação e massas d'água

A Corrente do Brasil (CB) é a corrente de contorno oeste pertencente ao giro subtropical do oceano Atlântico Sul, originada da bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial em aproximadamente 10°S (PETERSON; STRAMMA, 1991), conforme ilustrado na Figura 2.2. Descrições mais recentes da CB sugerem que próximo à sua origem, o fluxo é dominado por vórtices (SOUTELINO et al., 2011), com forte influência da forma da topografia submarina e do cisalhamento vertical da CB com a Subcorrente Norte do Brasil (SOUTELINO et al., 2013). A CB cresce em volume transportado, profundidade e velocidades em seu caminho para o sul, aumentando estas características em 5% para cada 100km, segundo Müller et al. (1998).

Associados à CB ocorrem vórtices e meandros ao longo de toda sua extensão (SCHÄFER; KRAUSS, 1995; ASSIREU, 2003). A instabilidade baroclínica vertical da CB fornece energia necessária para o seu meandramento e a eventual liberação de vórtices (SILVEIRA et al., 2004, 2008). A mudança da orientação de linha de costa em Cabo Frio (RODRIGUES; LORENZZETTI, 2001) e o conseqüente mecanismo de conservação de vorticidade (CAMPOS, 1995) também são apontados como causadores da atividade de mesoescala.

A CB encontra-se com a Corrente das Malvinas (CM) no limite sul da plataforma sul brasileira formando a região conhecida como confluência Brasil-Malvinas (CBM), conforme ilustrado na Figura 2.3. A CBM é bastante dinâmica, com mudanças sazonais da orientação e da posição (SARACENO et al., 2004), meandramentos de grande escala e emissão de vórtices quentes que

transportam calor para o polo (LENTINI et al., 2002; SOUZA et al., 2006). O efeito do forte gradiente térmico da CBM pode ser notado na camada limite atmosférica (CLA): maior estabilidade e menor fluxo líquido de calor para a atmosfera sobre o lado frio (CM) e maiores turbulência, intensidade do vento e fluxo líquido de calor para a atmosfera sobre o lado quente (CB) (PEZZI et al., 2005).

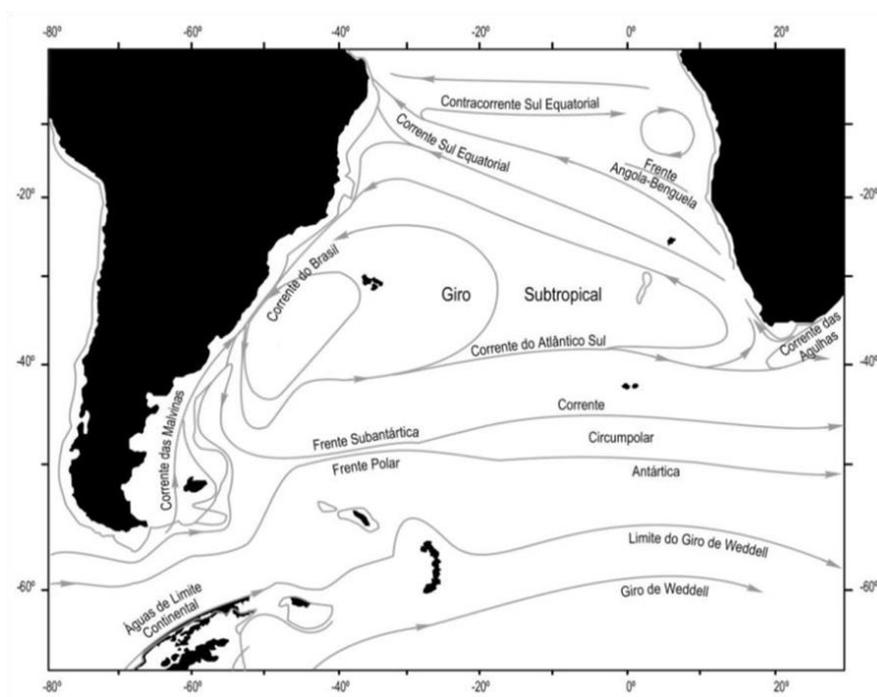


Figura 2.2: Representação da circulação superficial do Atlântico Sul.
Fonte: Adaptado de Peterson e Stramma (1991).

A estrutura de massas d'água na região estudada consiste principalmente de três massas. A região mais próxima ao continente é principalmente ocupada pela Água Costeira (AC) quente e de baixa salinidade (T maior que $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ e S menor que 35), resultante da diluição da água oceânica pela entrada de água doce dos rios e estuários ao longo da costa. Na parte externa da plataforma continental e talude, a Água Tropical (AT, com T maior que $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ e S maior que 36,4) ocorre entre a superfície e profundidades de 100m, em média.

Abaixo da AT, a Água Central do Atlântico Sul (ACAS, T menor que 20 °C e S menor que 36,4) pode ser encontrada entre profundidades de 100-900m em média (CASTRO; MIRANDA, 1998).

Sobre a plataforma sul há ocorrência de duas massas d'água, chamadas Água Subtropical de Plataforma (ASTP) e Água Subantártica de Plataforma (ASAP). A ASTP é influenciada pela mistura de AC, AT e ACAS, no domínio da Corrente do Brasil; já a ASAP é influenciada pelas águas de origem patagônica, resultado da mistura do deságue do Rio da Prata, da Lagoa dos Patos e águas de plataforma mais austrais. Entre estas duas massas, localiza-se a Frente Subtropical de Plataforma (FSTP) (PIOLA et al., 2000). A FSTP, mostrada esquematicamente na Figura 2.3, representa a extensão costeira da CBM e não tem assinatura em densidade, pois temperatura e salinidade compensam-se mutuamente. Esta frente é ocultada pelas plumas de baixa salinidade oriundas do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos (PIOLA et al., 2000). A formação e a permanência da FSTP ainda não foram explicadas. Adicionalmente, acredita-se que a ASAP, vinda de sul, e a ASTP, vinda de norte, sejam ejetadas nesta latitude (MATANO et al., 2010). Altas concentrações de clorofila-a foram associadas à descarga continental sobre a plataforma sul e à ressurgência da ACAS, ambas ricas em nutrientes (CIOTTI et al., 1995).

Sobre a plataforma interna, a circulação é em grande parte barotrópica, forçada pela interação entre marés de baixa amplitude e os ventos (DOTTORI; CASTRO, 2009; PALMA; MATANO, 2009). Próximo à quebra de plataforma o escoamento é baroclínico, sendo influenciado por forçantes remotas, como a CB e a Confluência Brasil-Malvinas (CAMPOS, et al., 2000; DOTTORI e CASTRO, 2009; MATANO et al., 2010).

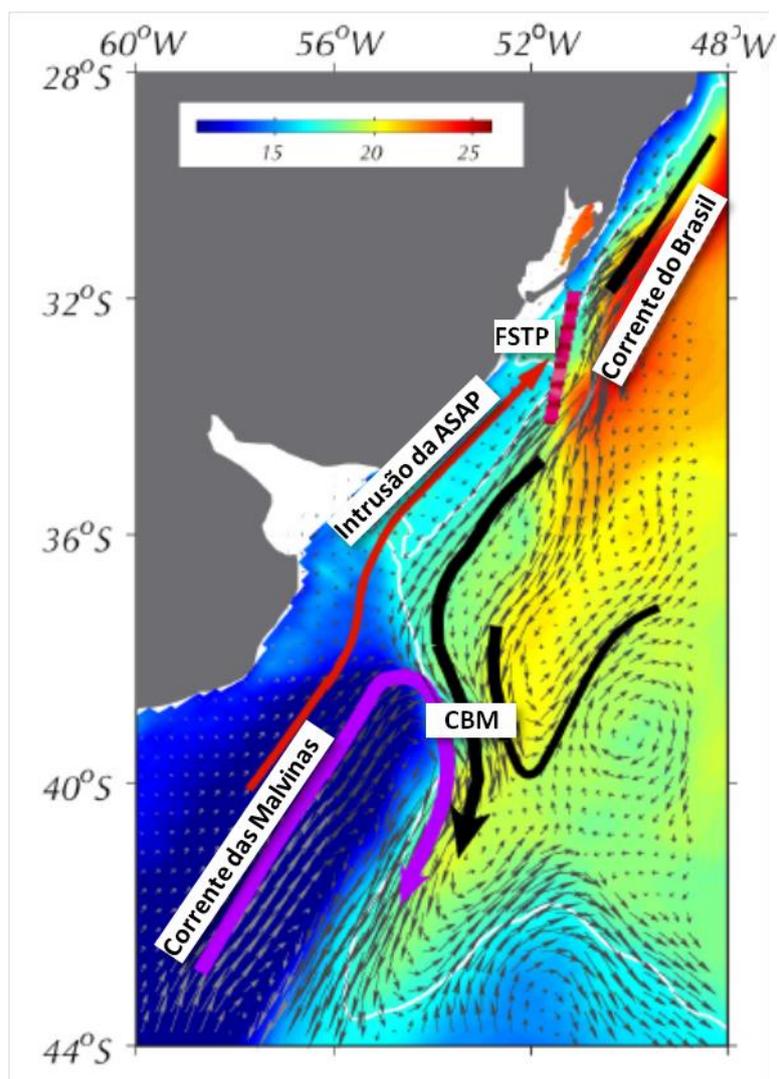


Figura 2.3: Configuração clássica da circulação na região da Confluência Brasil-Malvinas e a influência sobre a plataforma continental, mostrando os campos de temperatura da superfície do mar e os vetores de corrente de superfície. FSTP: Frente Subtropical de Plataforma; SASW: Água Subantártica de Plataforma; CBM: Confluência Brasil-Malvinas. Fonte: Adaptado de Matano et al. (2010).

2.3. Principais sistemas atmosféricos

Há quatro principais sistemas meteorológicos que condicionam o padrão de ventos sobre a área de estudo: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS); os Sistemas Frontais e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

A ASAS oscila sazonalmente seguindo o padrão da radiação solar (PEZZI; SOUZA, 2009), o que afeta diretamente a tensão de cisalhamento na região de estudo. No verão há predomínio de ventos de E-NE entre 15°S e 35°S. No inverno o padrão de ventos de NE fica restrito entre 20°S e 25°S, enquanto a plataforma sul é forçada por ventos de W-SW (CASTRO; MIRANDA, 1998).

A ZCIT é a fronteira entre os ventos alísios de SE, no hemisfério sul, e NE, no hemisfério norte, constituindo um cinturão de baixa pressão atmosférica, intensa nebulosidade e precipitação (BROWN et al., 2004). O deslocamento latitudinal da ZCIT ocorre ao longo do ano acompanhando a sazonalidade da radiação solar, atingindo sua posição mais ao N entre agosto-setembro e mais ao sul, entre março-abril (CASTRO; MIRANDA, 1998).

A passagem de sistemas frontais de origem polar perturba o padrão de ventos durante todo o ano, mas com maior frequência e intensidade no inverno (RODRIGUES, et al., 2004). A aproximação das frentes faz o vento girar de NE para NW e após a passagem da frente, para SW. As frentes com velocidade de aproximadamente 500km/dia deslocam-se para NE ao longo do litoral, com intervalo de cinco a dez dias e frequência de 3 a 6 eventos por mês (STECH; LORENZZETTI, 1992).

No verão uma banda de convecção e forte nebulosidade com orientação NW-SE se desenvolve sobre a região sudeste do Brasil. A permanência dessa banda por vários dias caracteriza a ZCAS (PEZZI; SOUZA, 2009), que é responsável por intensa precipitação em uma faixa desde a Amazônia até a região sudeste do Brasil (LIMA, e SATYAMURTY, 2010). Anomalias positivas de TSM sob a ZCAS podem intensificar o fenômeno; entretanto a resposta oceânica às forçantes atmosféricas resultam em um mecanismo de *feedback* negativo pela forte nebulosidade, que acaba por reduzir a anomalia de TSM e, conseqüentemente, a intensidade da ZCAS (CHAVES; NOBRE, 2004).

2.4. Climatologia da temperatura da superfície do mar

A variação da TSM na plataforma e talude brasileiro entre 22°S-42°S é dominada pelo ciclo anual, com mínimos em agosto-setembro e máximas em fevereiro-março (LENTINI et al., 2000). A análise do campo termal médio mensal realizada em Castro et al. (2006) pode ser observada na Figura 2.4, na qual nota-se uma distribuição quase zonal na região oceânica. Sobre a plataforma os sinais das ressurgências costeiras são observados em dezembro com maior intensidade. No outono e inverno a plataforma sul resfria-se como resultado da intrusão de águas frias de SW.

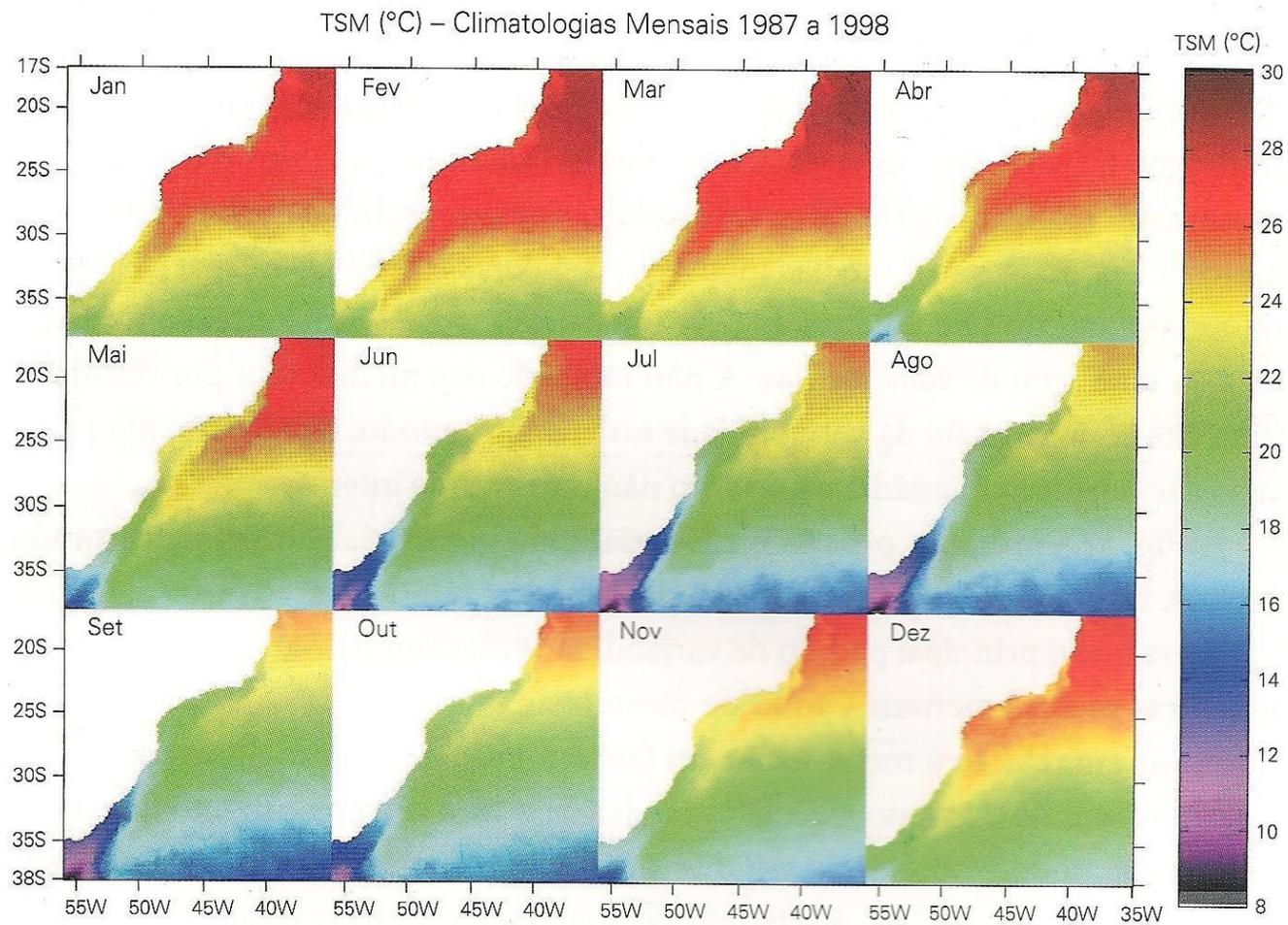


Figura 2.4: Climatologias mensais de TSM da costa E-SE-S brasileira. Fonte: Castro et al. (2006)

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A seguir, serão apresentados os princípios teóricos referentes às frentes oceânicas e os dados de sensoriamento remoto utilizados no presente trabalho.

3.1. Frentes oceânicas

Entre duas massas de água com diferentes origens – assim como em seu análogo na atmosfera – forma-se uma região de transição relativamente estreita e com forte gradiente, denominada frente. Algumas das feições mais perceptíveis nos dados de sensoriamento remoto dos oceanos são as frentes, ou melhor, a expressão em superfície das frentes oceânicas, podendo ocorrer por gradiente térmico, acúmulo de plâncton, ondas quebrando devido à turbulência, entre outros fatores (YODER et al., 1994). Em frentes onde haja diferença lateral de densidade e que estejam sob a ação da força de Coriolis, ocorre um fluxo relativamente intenso ao longo da frente por equilíbrio geostrófico. Este fluxo pode se instabilizar e gerar meandramentos, ocasionalmente desprendendo vórtices, como os comumente vistos nas correntes de contomo oeste (CUSHMAN-ROISIN; BECKERS, 2010). De acordo com as observações de Ikeda et al. (1974), na ressurgência de Cabo Frio ocorrem simultaneamente uma frente halina e uma frente térmica, conforme o perfil contínuo mostrado na Figura 3.1. Estas frentes geram uma frente de densidade que separa o núcleo da ressurgência das águas adjacentes.

Embora a definição de frentes como gradientes de densidade seja apropriada para a maior parte dos casos, pode ocorrer compensação entre os efeitos da salinidade e da temperatura, gerando um campo de densidade com apenas pequenas diferenças laterais. Ainda não foi realizado um estudo das frentes oceânicas utilizando, por exemplo, produtos de salinidade por satélite das missões *Aquarius/Satélite de Aplicaciones Científicas-D* (SAC-D) e *Soil Moisture and Ocean Salinity* (SMOS), que poderiam contribuir muito para o tema, apesar da baixa resolução espacial, de $1^\circ \times 1^\circ$ (GRODSKY et al., 2014). Segundo Rudnick e Martin (2002), a compensação da densidade nas frentes é mais proeminente em escalas horizontais menores que o raio de deformação interno de Rossby (entre 3 e 4km) e mais frequente quanto mais

profunda for a camada de mistura. Os autores ainda afirmam que há tendência do desaparecimento das frentes com forte gradiente de densidade, devido aos processos de mistura, ao passo que para as frentes onde haja compensação de densidade, as mesmas permanecem por mais tempo.

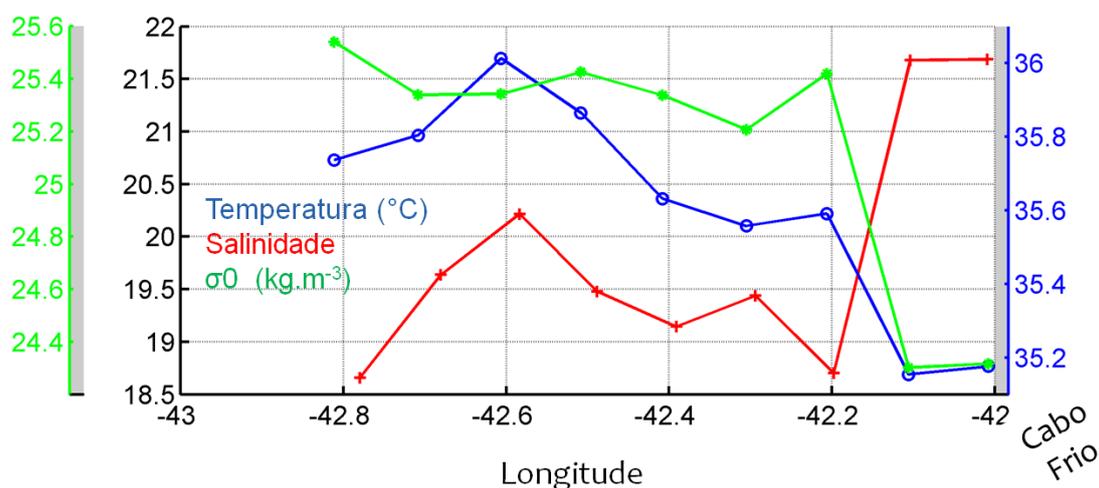


Figura 3.1: Transecto obtido através da frente formada pelo núcleo da ressurgência costeira de Cabo Frio, obtidas na superfície com um termosalinógrafo. As linhas azul (salinidade) e vermelha (temperatura) foram digitalizadas a partir da figura original e a linha verde (densidade) foi calculada a partir destas. Fonte: adaptado de Ikeda et al. (1974).

A influência da TSM na camada limite atmosférica é notável na proximidade das frentes térmicas. O aquecimento diferencial nos lados opostos de uma frente térmica tende a criar, na atmosfera sobrejacente, um gradiente de pressão na mesma direção do gradiente de TSM. Além deste efeito, a atmosfera sobrejacente ao lado frio se resfria, estabilizando a CLM, gerando uma estratificação e assim aumentando o cisalhamento vertical do vento. O oposto ocorre sobre o lado quente da frente. Isto resulta em uma aceleração do vento em superfície caso ele cruze a frente do lado frio para o lado quente, o que ocasiona divergência de águas em superfície (CHELTON et al., 2004; SMALL et al., 2008).

As frentes oceânicas têm diversas implicações biológicas. A alta captura de espécies marinhas como atuns já foi associada a frentes oceânicas (LAN et al., 2012; NIEBLAS

et al., 2013), também tendo sido associada à ZCIT (ZAGAGLIA et al., 2004). Diversos experimentos associam a maior captura de pesca em regiões frontais ou associadas a feições oceânicas observadas em temperatura da superfície do mar (TSM) e de concentração de clorofila-*a* na superfície do mar (CHL) (ver exemplos em IOCCG, 2009). Klemas (2012) produziu uma interessante revisão sobre os benefícios do sensoriamento remoto para a pesca, entre eles: monitoramento de condições oceânicas favoráveis às espécies alvo; modelagem de previsão de localização de agregações de peixes; identificação de feições oceanográficas com comprovada associação com pesca elevada. Zonas de alimentação de pássaros marinhos podem estar associadas às bordas de vórtices ou limites de correntes (YODA et al., 2013). A posição de avistamento de grandes mamíferos, como a Baleia Azul e a Baleia Comum esteve relacionada às frentes térmicas na região dos Açores (SILVA, 2013).

Frentes oceânicas podem ocorrer em subsuperfície apenas, sem ter uma expressão em superfície. Investigando a costa sul da Noruega, Munk (2014) encontrou abundância de larvas de espécies de bacalhau, copépodos e fitoplâncton na vizinhança de uma frente de fundo, onde cada espécie ocupava uma diferente posição em relação à zona frontal. Outro exemplo de frente em subsuperfície é a Frente Subtropical de Plataforma, mencionada anteriormente, que é ocultada pela camada de água menos salina em superfície (PIOLA et al., 2000).

Diversos são os aspectos dinâmicos associados às frentes oceânicas. As frentes podem ocorrer por efeito da maré sobre a topografia de fundo (SIMPSON; HUNTER, 1974; PISONI et al., 2014), descarga de rios e estuários (JAY et al., 2009; LEVINE et al., 2009) e ressurgências (NIETO et al., 2012). A dissipação de energia na forma de turbulência na região frontal é bastante intensa e pode inclusive capturar mais gases da atmosfera que outras regiões, quando há subsidência associada (D'ASARO et al., 2011). A modelagem numérica hidrodinâmica baseada em modelos paramétricos necessita da entrada de dados sobre os fenômenos oceanográficos importantes da área de estudo, visando uma reprodução mais fiel do campo hidrodinâmico (CALADO et al., 2008). A propagação do som através das frentes também pode ser reduzida significativamente, o que faz o estudo e mapeamento das frentes importante, para

estudos de acústica e tomografia submarina e aplicações militares (HEATHERSHAW et al., 1991 e as referências neste).

3.1.1. Métodos de detecção em imagens de satélite

Tradicionalmente, a detecção de feições oceanográficas como frentes em imagens de satélite é feita por operadores treinados, seguindo um laborioso processo de seleção de imagens, identificação da feição e traçado (SARTORI NETO, 2004; MELLO FILHO, 2006). Entretanto, com a detecção realizada manualmente, alguma subjetividade sempre estará envolvida e a sistematização do procedimento pode ser comprometida. A fim de ganhar capacidade para processar o volume crescente de dados disponíveis e definir critérios objetivos, algoritmos computacionais têm sido propostos na literatura (CAYULA; CORNILLON, 1992; SHAW; VENNEL, 2000; BELKIN; O'REILLY, 2009). Os métodos a seguir não esgotam as possibilidades, mas listam os principais avanços no sentido de automatização da tarefa de detecção de frentes. O foco desta revisão é no uso de imagens termais. Mas estes métodos podem ser implementados para outros produtos de sensoriamento remoto, como a concentração de clorofila-a, turbidez e salinidade, por exemplo.

Operadores de gradiente

Filtros de imagem do tipo passa-alta são usados para realçar bordas e texturas em imagens. Entre os mais comuns está o filtro de gradiente, ou a primeira derivada da imagem. Em uma imagem $f(x, y)$, o gradiente nas componentes $x(g_x)$ e $y(g_y)$ corresponde a (LIU; MASON, 2009):

$$g_x = \frac{f(x+\delta x, y) - f(x, y)}{\delta x} \quad g_y = \frac{f(x, y+\delta y) - f(x, y)}{\delta y} \quad (1)$$

Onde:

δx e δy = incrementos em píxeis nas direções x e y , respectivamente.

A magnitude (g_m) e a orientação (g_a) do gradiente são computadas por:

$$g_m = \sqrt{g_x^2 + g_y^2} \quad g_a = \arctan\left(\frac{g_y}{g_x}\right) \quad (2)$$

Variações dos filtros de gradiente têm sido aplicadas para detecção de frentes térmicas em imagens TSM, geralmente associados a um limiar do valor do gradiente, acima do qual se distingue a região frontal do restante da imagem (ROBINSON, 2010). Castelão et al. (2006) utilizaram filtros gradiente do tipo *Sobel* em conjunto com imagens do satélite geoestacionário GOES-10 para caracterizar a evolução sazonal das frentes na costa oeste americana. Belkin e O'Reilly (2009) combinaram um filtro de mediana contextual – cujo objetivo é reduzir o ruído nas imagens de concentração de clorofila-*a* preservando as feições – com o filtro *Sobel* para detectar frentes. Outros exemplos de aplicação de filtros gradientes encontrados na literatura são: gradiente simples (SARACENO et al., 2004; RIVAS; PISONI, 2010), *Prewitt* (SARACENO et al., 2005) e *Canny* (ORAM et al., 2008; NIETO et al., 2012; NIEBLAS et al., 2013).

Os operadores de gradiente são considerados muito susceptíveis a ruídos e artefatos da imagem como *stripping* ou emendas resultantes do mosaicamento (ULLMAN; CORNILLON, 2000; ROBINSON, 2010). Além disso, é necessário ter conhecimento prévio da variação temporal do gradiente para não correr o risco da não-detecção de frentes cujo gradiente esteja abaixo do limiar previamente estabelecido.

Análise de histograma

Cayula e Cornillon (1992) propõem um algoritmo de detecção de frentes baseado na análise do histograma da imagem e de janelas móveis, chamado *Single Image Edge Detector* (SIED ou, em português, Detector de Borda em Imagem Única). Um histograma bimodal ocorreria caso píxeis de duas populações espacialmente coesas fossem separados por uma frente. Os píxeis desta região entre os modos são então marcados como uma zona frontal. Opcionalmente, a zona frontal pode ser estreitada para a largura de apenas 1

píxel; frentes menores que determinado comprimento também podem ser excluídas. A Figura 3.1 ilustra o conceito e as etapas do algoritmo de forma idealizada. A aplicação de um filtro de mediana na imagem antes da detecção, também opcional, é recomendada no trabalho original, objetivando remover píxeis espúrios. A abordagem de detecção de frentes por análise de histograma já havia sido aplicada com sucesso por Godoi (1983) na caracterização da frente térmica da CBM. Um aprimoramento do algoritmo SIED (CAYULA; CORNILLON, 1995b) utiliza múltiplas imagens temporais para realçar frentes persistentes no tempo e no espaço. Os resultados apontam a redução de falsas detecções principalmente por ruídos introduzidos por contaminação por nuvens.

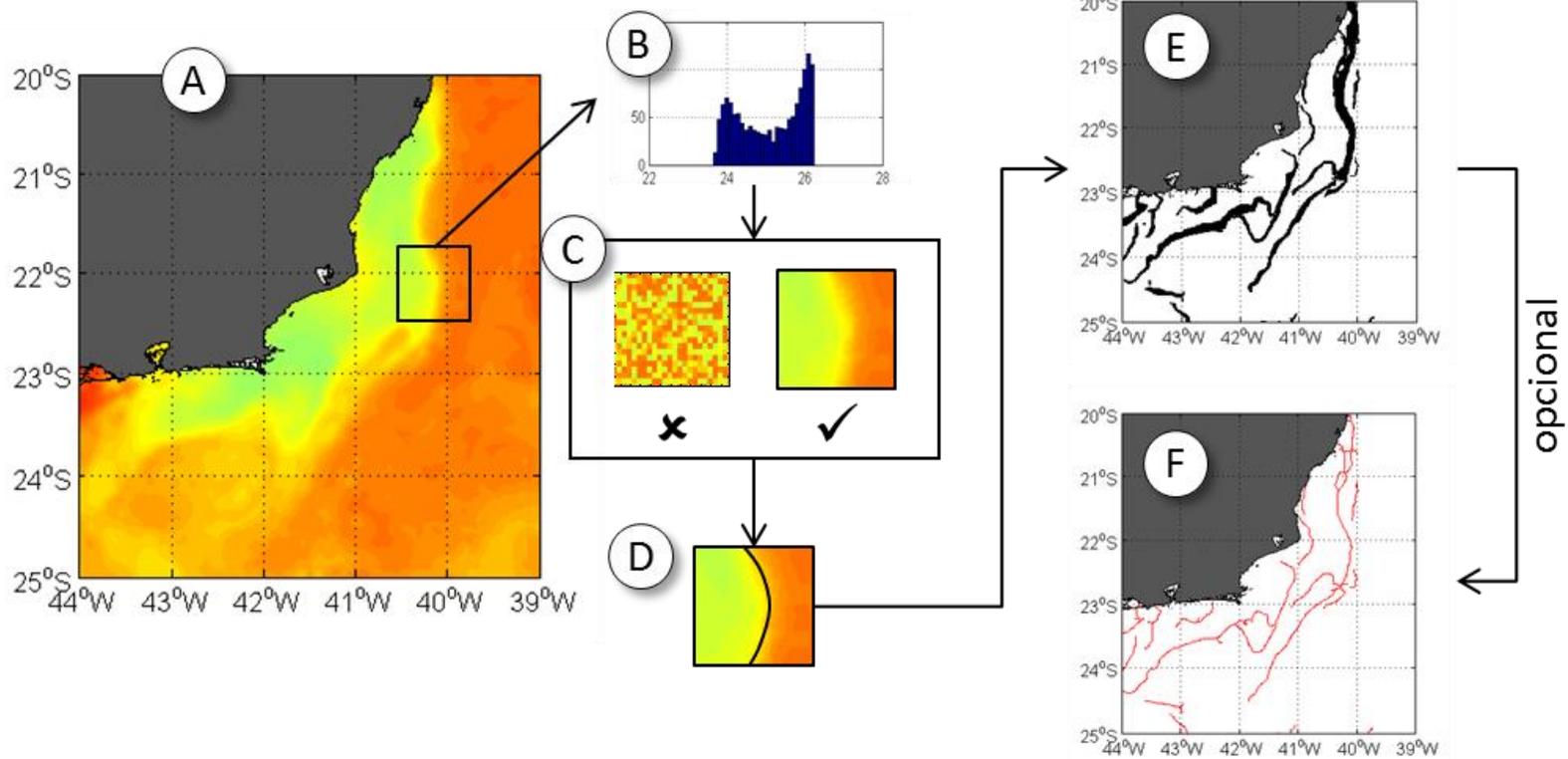


Figura 3.2: Diagrama esquemático das etapas do algoritmo SIED (CAYULA; CORNILLON, 1992). (A) Imagem de TSM e janela de amostragem; (B) testes no histograma: bimodalidade e limiar; (C) teste de coerência espacial; (D) pixels frontais; (E) imagem binária com as bordas sem afinamento; (F) imagem com bordas afinadas para 1 pixel.

Comparações de desempenho das técnicas de detecção por histograma e por gradiente produziram resultados variados. Ullman e Cornillon (2000) encontraram o dobro de falsas frentes usando o método do gradiente, ao passo que os métodos de histograma detectaram menos frentes curtas, com comprimentos menores que 10km. Suas análises tiveram o suporte de dados *in situ* de navios cruzando as frentes, o que garantiu comparações robustas. Wall et al. (2008) destacam que a detecção de frentes próximas à costa foi mais efetiva aplicando o método do gradiente, enquanto que *offshore*, o método do histograma teve melhor desempenho.

Os métodos de detecção de frentes por histograma têm sido bastante utilizados, sendo possível encontrar diversos exemplos em diferentes regiões do globo, como: no Pacífico (HICKOX et al., 2000; BELKIN et al., 2003; BELKIN; CORNILLON, 2003, 2005; WALL et al., 2008; MUGO et al., 2013); Atlântico (ULLMAN; CORNILLON, 1999, 2001; STEGMANN; ULLMAN, 2004; NIETO et al., 2012) e Índico (NIEBLAS et al., 2013). A análise global feita por Belkin et al. (2009) utilizou 12 anos de imagens globais *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) de aproximadamente 9km de resolução espacial para mapear as principais frentes térmicas de larga escala (comprimentos da ordem de 10-100km), relacionando-as aos Grandes Ecossistemas Marinhos - *Large Marine Ecosystems* (LME) propostos por Sherman (1990, citado por BELKIN et al., 2009). As frentes identificadas por Belkin et al. (2009) na área de estudo podem ser vistas na Figura 3.2. Miller (2009) estende a técnica do histograma ao aplicar em dados de concentração de CHL e TSM através de mapas compostos de 5 (cinco) dias, gerados pela combinação ponderada de magnitude do gradiente, da persistência no tempo e da proximidade espacial de outras frentes. Como vantagem, os mapas compostos permitem uma melhor visualização das frentes, pois reforçam a localização e a recorrência de fenômenos oceânicos. Contudo, os mapas fornecem informações qualitativas, não sendo adequados a análises quantitativas. Na região de estudo do presente trabalho foi identificado o

trabalho de Oliveira et al. (2011), que utilizou o algoritmo SIED na costa E-SE em um par de imagens de clorofila-a e TSM, em caráter exploratório do potencial do método.

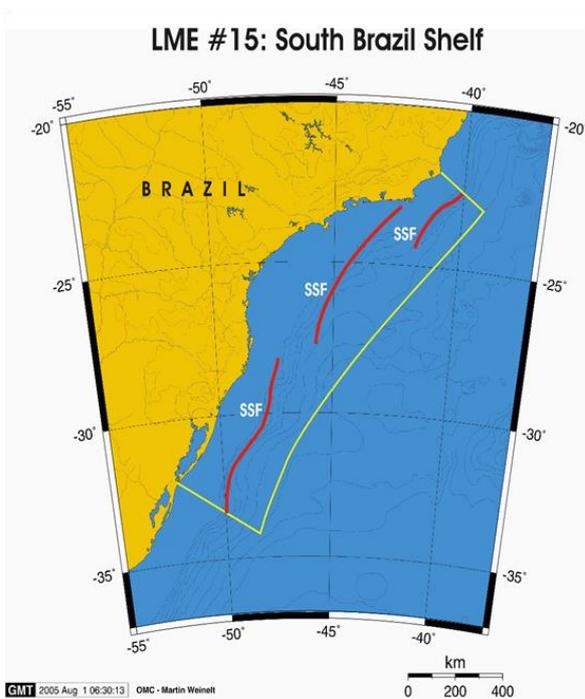


Figure 15. Fronts of LME # 15 (South Brazil Shelf). Acronyms: SSF, Shelf-Slope Front. Yellow line, LME boundary.

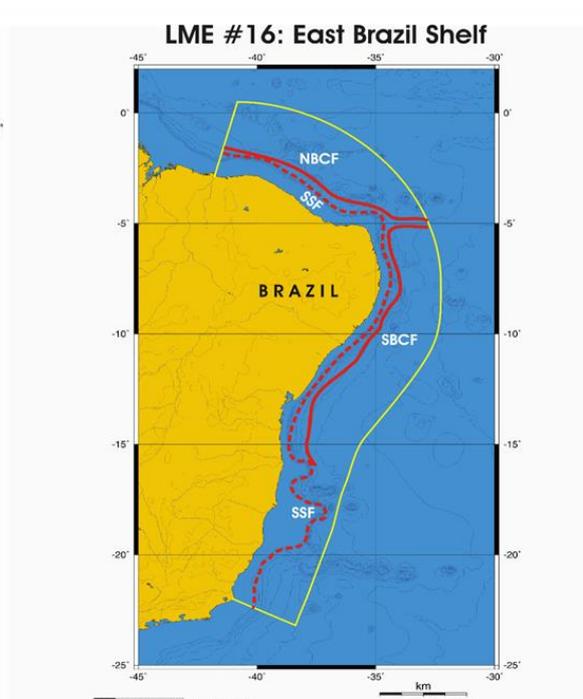


Figure 16. Fronts of LME #16 (East Brazil Shelf). Acronyms: NBCF, North Brazil Current Front; SBCF, South Brazil Current Front; SSF, Shelf-Slope Front (most probable location). Yellow line, LME boundary.

Figura 3.2: Frentes nos grandes ecossistemas marinhos (LMEs) segundo Belkin et al., (2009). As linhas amarelas marcam os limites dos (A) LME nº15 plataforma sul do Brasil e (B) Costa Leste do Brasil. SSF: Shelf-Slope Front (Frente da Quebra de Plataforma); NBCF: North Brazil Current Front (Frente da Corrente Norte do Brasil); SBCF: South Brazil Current Front (Frente da Corrente Sul do Brasil). A linha tracejada representa a localização mais provável da frente.

A técnica SIED foi escolhida para ser aplicada no presente trabalho considerando os bons resultados encontrados na literatura, a relativa facilidade de implementação e a possibilidade de comparar os resultados com trabalhos anteriores realizados na região de estudo. O algoritmo e a metodologia utilizada serão detalhados no item 4.2.4.

Outras técnicas de detecção de frentes

Técnicas utilizando diferentes abordagens das anteriores foram encontradas na literatura. Shaw e Vennell (2000) criaram um algoritmo para extrair a posição de frentes térmicas observadas em imagens AVHRR, além de fornecer parâmetros como temperatura média, diferença de temperatura, largura e gradiente perpendicular à frente. O algoritmo é baseado em um ajuste da função tangente hiperbólica, que representa o patamar de temperatura das massas de água adjacentes e o forte gradiente térmico da frente. Inicialmente o usuário seleciona uma janela amostral no extremo da frente e que esteja orientada conforme o eixo principal desta. Em seguida, o algoritmo segue a frente automaticamente, delinea sua posição e calcula os parâmetros. A técnica foi aplicada na Frente de *Southland*, localizada ao sul da Nova Zelândia, que apresenta orientação SW-NE. Apesar das vantagens em coletar informações adicionais acerca da frente, a técnica precisa de grande interação do usuário e analisa frentes individualmente, que apresentem limitada alteração de direção (menor que 90°). Assim, ela pode ser adequada para o monitoramento rotineiro de uma feição de interesse.

Hopkins et al. (2010) aperfeiçoaram o algoritmo de Shaw e Vennell (2000) ao incluir medidas de incerteza na determinação dos parâmetros - posição, gradiente e temperatura, que formam intervalos de confiança para cada parâmetro. O intervalo de confiança da posição, que é diretamente proporcional ao ruído da imagem, resulta em uma zona de probabilidade da localização daquela frente. O algoritmo ainda apresenta limitações como na versão original de Shaw e Vennell (2000), sendo recomendado para aplicação em frentes individuais, previamente identificadas, que não sejam ramificadas ou muito meandrantas. Porém, é menos sensível ao ruído aleatório e mesmo a pequenas faltas (*gaps*) de dados, como quando há cobertura de nuvens.

A técnica apresentada por Shimada et al. (2005) combina uma medida de distância estatística baseada na entropia de Shannon-Jensen e filtros

morfológicos para detecção dos píxeis pertencentes às frentes e seu delineamento. A detecção em subjanelas da imagem é feita com quatro diferentes filtros: dois diagonais, um horizontal e um vertical. São necessários diversos parâmetros específicos para a região de estudo para conferir a sensibilidade necessária ao algoritmo para descartar falsas frentes. Além do próprio artigo descrevendo o algoritmo, outro uso foi identificado por Chang e Cornillon (2013), comparando a técnica com o método SIED e frentes detectadas por medidas *in situ*. A detecção com ambos os algoritmos foi similar, sendo que o algoritmo de Shimada et al. (2005) foi mais sensível a frentes com gradiente fraco (menor que $0,1^{\circ}\text{C.km}^{-1}$).

As ondeletas ou *wavelets* são frequentemente utilizadas na detecção de bordas em imagens digitais (MALLAT; HWANG, 1992) com a vantagem de operar em múltiplas escalas espaciais (ZHANG e BAO, 2002). Isto permite sua adaptação para a detecção de frentes em dados de sensores remotos (LIU et al., 1996; SIMHADRI et al., 1998). Turiel et al. (2008) propõem a detecção das frentes com base na descrição da singularidade ou irregularidade do campo escalar de temperatura, à semelhança dos conceitos de diferenciabilidade e continuidade de funções matemáticas. A frente em uma imagem de TSM representaria uma descontinuidade ou mudança abrupta no sinal, que poderia ser medida usando *wavelets* com escalas variáveis, desde dezenas a milhares de quilômetros. Segundo Turiel et al. (2005), a técnica de detecção de singularidade conteria informação não só sobre as frentes, mas também sobre as correntes oceânicas, baseado na teoria da cascata de energia. Segundo a teoria, um traçador advectado passivamente por um fluxo turbulento se organiza na forma de multifractais (MANDELBROT, 1983), com os vórtices apresentando autossemelhança em diversas escalas. Ainda existe considerável controvérsia sobre a teoria (SREENIVASAN, 1991), embora em outros trabalhos tenha sido aplicada a técnica com alegado sucesso (NIEVES et al., 2007; CALATRAVA, 2008; TURIEL et al., 2009). Outros usos interessantes para *wavelets* em oceanografia, no que se refere a imagens de satélite, incluem a detecção de

frentes de nuvens associadas à brisa marinha (CORPETTI; PLANCHON, 2011) e na inferência de parâmetros das ondas de gravidade (CHANDLER, 2005; CHUANG et al., 2008).

3.2. Variáveis oceanográficas medidas por satélite

Aqui serão apresentados os fundamentos teóricos envolvidos nas estimativas de dados oceanográficos obtidas por plataformas orbitais, utilizadas no presente trabalho.

3.2.1. Temperatura da Superfície do Mar

A temperatura da superfície do mar pode ser estimada por radiômetros orbitais operando na faixa do infravermelho (IR) termal, entre 3-4 μm e 10-12 μm e de micro-ondas (MW), entre 3 e 50 mm. A TSM-IR apresenta como vantagem a alta resolução espacial com, aproximadamente, 1 km no nadir, além de longa série de dados com mais de 20 anos. Como desvantagem, a TSM-IR é limitada pela cobertura de nuvens, que podem afetar a medida tanto pela completa obstrução da observação do mar, quanto pela contaminação do subpíxel, pelo fato das nuvens terem em geral temperaturas mais baixas (SOUZA et al., 2005). Já a TSM estimada por MW é menos afetada pela atmosfera (JENSEN, 2009). Entretanto, a TSM-MW tem pior resolução espacial (aproximadamente 25 km) devido a maior energia necessária para sua detecção, o que obriga a necessidade de integrar a medida por uma área e tempo maiores (ROBINSON, 2004). A resolução da TSM-MW também é devida à utilização de uma antena para captar as micro-ondas emitidas pela superfície. O tamanho do píxel é proporcional ao comprimento de onda e inversamente proporcional o tamanho da antena (ROBINSON, 2004).

A estimativa da TSM envolve a transformação da medida radiométrica orbital em temperatura da água do mar, podendo fazer uso de algoritmos semianalíticos ou empíricos. Os algoritmos semianalíticos dependem da correta modelagem das variáveis físicas na formação do registro da informação

radiométrica. Já os algoritmos empíricos dependem de bases de dados *in situ* para a regressão estatística (ROBINSON, 2004; SOUZA et al., 2005).

A forma atual do algoritmo de TSM implementada nos produtos operacionais de sensores como o AVHRR e *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) é empírica e utiliza uma relação não linear, da forma:

$$TSM = a_1 + a_2.Tb1 + a_3(Tb1 - Tb2).T_{ref} + a_4.(Tb1 - Tb2).(sec(\theta) - 1) \quad (3)$$

Onde:

Tb – temperatura de brilho dos canais de 11 μm ($Tb1$) e 12 μm ($Tb2$);

a_n – coeficientes determinados empiricamente por ajustes de mínimos quadrados entre a medida de temperatura *in situ* e a Tb ;

θ - ângulo zenital do sensor;

T_{ref} - temperatura de referência (ver a seguir).

Nas TSMs MODIS e AVHRR, durante o dia, a T_{ref} utilizada é a TSM Otimamente Interpolada (OI) de “Reynolds”, que é gerada semanalmente (SOUZA et al., 2005). À noite, a T_{ref} utilizada é a TSM de ondas curtas derivada do próprio sensor, mas utilizando outro algoritmo que não será abordado aqui (informações em FRANZ, 2006).

O algoritmo é ajustado para três condições de umidade da atmosfera, caracterizadas de acordo com a diferença entre $Tb1-Tb2$:

- menor que =0,5K: condição seca
- maior que =0,9K: condição úmida
- intermediária entre 0,5K e 0,9K.

Dois conjuntos de coeficientes a_n existem para as duas primeiras condições e, no caso intermediário, é feita uma combinação linear entre as TSM seca e úmida (KILPATRICK et al., 2001).

Os coeficientes a_n são derivados mensalmente utilizando boias de deriva e fixas. Espera-se que na próxima versão (Evans et al. 2013, comunicação pessoal), serão também derivados para seis faixas latitudinais (menor que 40°, entre 40° e 20°, entre 20° e 0°, para latitudes norte e sul). A correção atmosférica é o principal fator interferente no desempenho dos algoritmos de TSM-IR, tanto no caso de atmosferas úmidas quanto extremamente secas. Szczodrak et al. (2014) mostra que variações em fatores como espessura, umidade e altura das camadas secas da atmosfera geram condições ambíguas no sinal da diferença $Tb1-Tb2$, o que pode invalidar o uso de conjuntos de coeficientes baseados nesta diferença.

Embora os coeficientes e algoritmos sejam ajustados para uma relação entre a temperatura registrada pelo satélite e a temperatura medida pelas boias no mar, estas duas temperaturas fazem referência a profundidades distintas. A TSM medida por boias de deriva e fixas e embarcações é geralmente obtida entre 10cm-1m de profundidade e é chamada TSM_{balde} . Abaixo da TSM_{balde} está a camada que seria menos influenciada pela variação diurna, chamada TSM_{base} , que é a camada menos influenciada pelo aquecimento diurno e resfriamento noturno ou pelos ventos em superfície (DONLON et al., 2002). Os radiômetros orbitais adquirem dados a profundidades menores: radiômetros operando no infravermelho medem a radiação termal emitida por uma camada fina de 500 μm (TSM_{pele}). Radiômetros de micro-ondas medem a radiação emitida por uma camada de aproximadamente 1mm ($TSM_{subpele}$). Um esquema das diferentes profundidades e conceitos de TSM é mostrado na Figura 3.2. Os efeitos da radiação e do vento competem para estabilizar ou misturar – respectivamente – a camada superficial, onde são medidas as TSM_{pele} e $TSM_{subpele}$. Como resultado, a TSM na superfície chega a variar entre 0,05 a 0,4°C em um ciclo diário (PRICE et al., 1986). Na costa S-SE do Brasil a

variação diurna é menor que $0,2^{\circ}\text{C}$ no inverno, chegando a $0,25\text{-}0,5^{\circ}\text{C}$ no verão (KENNEDY et al., 2007). Com ventos acima de $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a diferença típica (δ) entre a temperatura de pele e de balde fica em torno de $-0,17\text{ K}$ (DONLON et al., 2002). Esse fator de correção δ é somado à equação (3) para tornar a $\text{TSM}_{\text{MODIS}}$ referente à TSM_{pele} (EVANS, 2000).

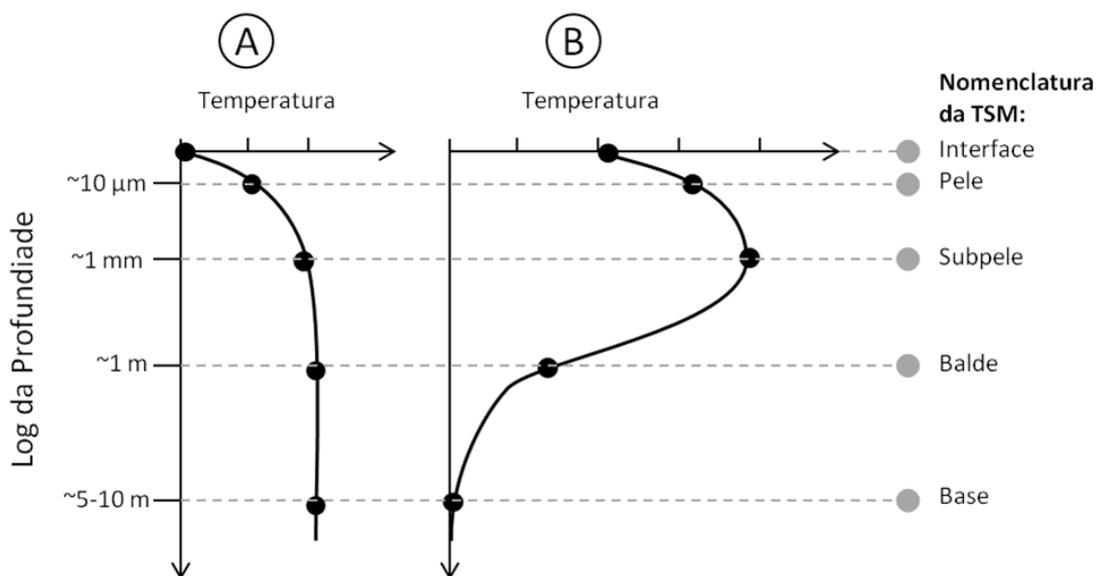


Figura 3.4: Perfil idealizado de temperatura próximo da superfície para noite ou dia com ventos fortes (A) e dia com ventos fracos e alta insolação (B) resultando em estratificação da superfície. Os respectivos nomes das TSM em diferentes profundidades são mostrados na coluna à direita.
Fonte: Adaptado de Donlon et al. (2002).

3.2.2. Clorofila-a da superfície do mar

Na zona eufótica marinha, definida como a região que se estende da superfície até a profundidade onde resta apenas 1% da irradiância superficial, encontram-se os produtores primários chamados fitoplâncton. O fitoplâncton utiliza a radiação eletromagnética para conversão de carbono e nutrientes dissolvidos em biomassa, através da fotossíntese. Dentre os pigmentos responsáveis pela fotossíntese, a clorofila-a é a mais abundante nos vegetais incluindo o fitoplâncton. A concentração da clorofila-a é vista como um bom indicador da

abundância de fitoplâncton na coluna d'água (MOBLEY, 1994). A partir da modificação do espectro de reflectância da água pura na presença de diferentes concentrações de clorofila-*a* (Figura 3.4), uma relação empírica pode ser estabelecida na forma de algoritmos que consideram as razões das bandas de reflectância de sensoriamento remoto (O'REILLY et al., 2000).

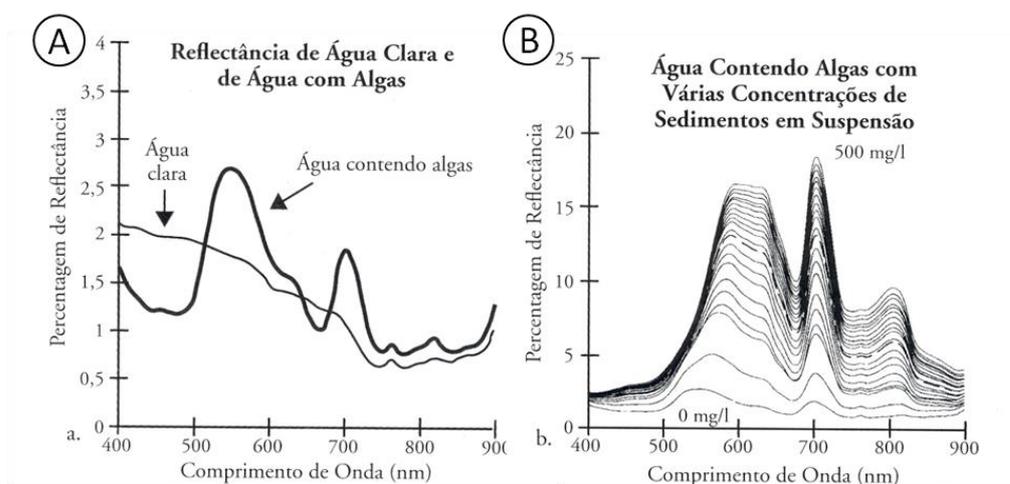


Figura 3.5: (A) Espectros de percentual de reflectância de água sem e com algas. (B) Espectros de percentual de reflectância para crescentes concentrações de sedimentos em suspensão. Fonte: Jensen (2009).

O algoritmo padrão da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) que estima a clorofila-*a* na superfície do mar (CHL) a partir dos dados MODIS é chamado *Ocean chlorophyll 3-band* (OC3M), descrito em detalhes em O'Reilly et al., (2000). Ele consiste em um ajuste polinomial de quarta ordem entre o logaritmo da razão entre as reflectâncias de sensoriamento remoto de um canal do azul (R_{RS1}) e do verde (R_{RS2}) com o logaritmo da clorofila medida *in situ*. A forma operacional para o sensor MODIS emprega as bandas do azul de 443 ou 489nm (a que tiver a maior reflectância no píxel) e do verde de 547nm. A equação é da forma:

$$\log_{10}CHL = a_0 + a_1R + a_2 R^2 + a_3R^3 + a_4R^4 \quad (4)$$

Onde:

$$R = \log_{10} \left(\frac{R_{RS1}}{R_{RS2}} \right)$$

O algoritmo tem melhor desempenho em águas opticamente dominadas pela presença de pigmentos, chamadas águas “caso 1” (KAMPEL; NOVO, 2005). É geralmente o caso das águas oceânicas, afastadas da costa. Em águas “caso 2” há interferência de outras substâncias opticamente ativas, como sedimentos em suspensão e matéria orgânica dissolvida, cujas concentrações caracteristicamente variam de forma independente da clorofila-a. Nas águas “caso 2” há modificação das propriedades ópticas da água (Figura 3.4) e o sinal nas bandas usadas no algoritmo é influenciado, resultando em estimativas imprecisas de CHL (MOBLEY, 1994).

O algoritmo OC3M está atualmente na sua sexta versão (WERDELL, 2010). A precisão nominal da determinação de clorofila pelos produtos da NASA é informada como sendo de 35%, globalmente. Moore *et al.* (2009) caracterizaram diferentes tipos de água e encontraram valores de incerteza (erro relativo médio) de 16% para regiões oligotróficas, enquanto em outros tipos de água que continham mais pigmentos, a incerteza chegava a 123%. Kampel (2003) comparou vários algoritmos aplicados a dados do sensor SeaWiFs com medidas *in situ* na costa SE brasileira. Como conclusão, Kampel (2003) verificou que o algoritmo OC4 (4 bandas) teve melhor desempenho, ainda que tenha subestimado as concentrações de clorofila-a mais baixas e superestimado as mais altas. O trabalho de Kampel et al. (2007), que comparou dados *in situ* de clorofila-a com dados estimados pelo MODIS nas águas oligotróficas da CB, levou os autores a concluir que o algoritmo semianalítico *Garver, Siegel, Maritorena v.01* (GSM01) teve melhor desempenho relativo aos outros. Os autores também observaram que todos os algoritmos testados, tanto empíricos quanto semianalíticos, superestimaram

concentrações baixas e subestimaram concentrações altas de clorofila-*a*. Rudorf et al. (2011) comparam o produto de CHL MODIS (OC3M) e medidas *in situ* na região de Ubatuba, caracterizada pela mistura de águas caso-1 e caso-2, encontrando alta correlação ($R^2=0,81$) entre as medidas. Julgaram que o algoritmo atualizado com novos coeficientes foi um dos motivos da boa estimativa.

3.2.3. Vento na superfície do mar

O estresse do vento é capaz de aumentar a rugosidade marinha, ao induzir ondas na superfície da água. A medição da rugosidade ou dos seus efeitos é o que possibilita a estimativa do vento próximo à superfície do mar a partir dos sensores orbitais (ROBINSON, 2010).

As ondas capilares na superfície marinha, da ordem de 1 a 40cm de comprimento, são capazes de retroespalhar os pulsos de radares de microondas ativas. Quando o comprimento das ondas capilares, projetado na direção do feixe do radar, equivale ao dobro do comprimento da onda do radar, ocorre uma adição coerente no sinal, conhecida como espalhamento Bragg. Para os radares de visada oblíqua, o retroespalhamento medido é diretamente proporcional à amplitude das ondas capilares que provocam o espalhamento Bragg que, por sua vez, são diretamente proporcionais à intensidade do vento (ROBINSON, 2010). Baseado neste princípio é que funcionam os escaterômetros, como por exemplo, o sensor SeaWinds desenvolvido pela NASA, a bordo dos satélites *Advanced Earth Observing Satellite 2 (ADEOS-2)* e QuickSCAT (ATLAS et al., 2011). Segundo Claro (2007), o retroespalhamento medido pelo radar será maior quando o vento e a direção de visada do feixe do radar forem paralelos e menor quando forem ortogonais. Os modelos utilizados para converter o retroespalhamento em intensidade do vento também permitem a estimativa da direção, ainda que com ambiguidade. Para resolver a ambiguidade da direção são utilizadas informações com menor

resolução espacial, como as reanálises do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* - ECMWF como primeira estimativa.

Os radiômetros passivos de MW são instrumentos capazes de estimar TSM, vapor d'água, precipitação e intensidade do vento (ATLAS et al., 2011). A emissividade marinha em micro-ondas é função da temperatura, propriedades dielétricas da água e da rugosidade (forma e orientação) da superfície. Desta forma, algoritmos empíricos podem ser desenvolvidos para estimar a intensidade do vento através de radiômetros passivos operando em MW (ROBINSON, 2010). São exemplos de radiômetros utilizados na estimativa do vento os sensores TMI (*TRMM Microwave Radiometer*) a bordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) e o *Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observation System* (AMSR-E), a bordo do satélite Aqua (ATLAS et al., 2011).

Cabe ressaltar que todos os sensores de vento orbitais são sensíveis à quaisquer atenuantes da rugosidade superficial, que provocam redução da qualidade e falhas nos dados (ATLAS et al., 2011). Exemplos de atenuantes da rugosidade são: chuva intensa (ATLAS et al., 2011); óleos petrogênicos, óleos biogênicos e espessos florescimentos de algas (BENTZ et al., 2004).

As medições tanto pelos escaterômetros quanto pelos radiômetros de MW são mais relacionadas à rugosidade da superfície e, conseqüentemente, ao estresse do vento, do que ao próprio vento. Desta forma, as estimativas de vento por satélites são reportadas como equivalentes a altura de 10m e em estabilidade neutra da atmosfera. Geralmente, a resolução do vento estimado pelos escaterômetros e radiômetros de MW é de 25km ou 50km, com acurácia de intensidade de aproximadamente $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (ATLAS et al., 2011).

3.3. Derivadores (pseudo) lagrangeanos

A variável *in-situ* utilizada no presente trabalho foi a temperatura medida por derivadores. Derivadores (pseudo) lagrangeanos são plataformas de

instrumentação oceanográfica automáticas bastante difundidas, com vida útil média de 400 dias (maiores informações em Lumpkin e Pazos, 2006). A versão atual dos derivadores utilizados neste trabalho faz parte do *Surface Velocity Programme* (SVP), pertencente aos programas *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE) e *Tropical Ocean Global Atmosphere* (TOGA). O desenho típico conta com uma boia de superfície e uma vela submersa, chamada de “meia-furada”¹. Na boia, que tem de 30,5 a 40cm de diâmetro, são montados termistores, transmissores de dados e baterias. Outros sensores são possíveis, como pressão, salinidade e cor do mar (SOUZA, 2005). A vela fica submersa e centrada a 15m de profundidade e sua função é diminuir a deriva pelo vento e maximizar a influência das correntes subsuperficiais. A posição e os dados são transmitidos através do sistema orbital ARGOS (LUMPKIN; PAZOS, 2006). Os derivadores medem a temperatura aproximadamente a 20 cm - 30 cm de profundidade (ASSIREU et al., 2005), sendo essa temperatura mais adequadamente chamada de TSM_{balde} (DOURADO; CALTABIANO, 2005).

Os dados de derivadores precisam de tratamento para remoção de dados espúrios de posição e temperatura antes de quaisquer análises (SCHÄFER; KRAUSS, 1995). O esquema de tratamento proposto por Hansen e Poulain (1996) e aplicado nos dados de derivadores do SVP avalia a presença de dados espúrios de forma automática. Caso a rejeição seja alta, ou seja, maior que 5% do registro da boia, uma verificação subjetiva é feita. Desta forma, dados válidos em regiões de alta variabilidade como em frentes oceânicas são preservados. Posteriormente, a posição e a temperatura são interpoladas para intervalos regulares de 6h utilizando técnicas de krigeagem (SCHÄFER; KRAUSS, 1995).

¹ *Holley sock*, na literatura estrangeira.

3.4. Ajuste gaussiano

Muitas das amostras envolvendo fenômenos naturais podem ser representadas ou aproximadas pela distribuição estatística “normal”, denominada modelo gaussiano ou ainda do “formato de sino” (EMERY; THOMSON, 2001). A função de densidade gaussiana ou normal $G(x)$ é dada por (EMERY; THOMSON, 2001):

$$G(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\left[\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}\right]} \quad (5)$$

Onde:

\bar{x} = média da função $G(x)$

σ = desvio padrão da função $G(x)$

O método dos mínimos quadrados ajusta um modelo estatístico na forma da função $F(x)$ à variável independente x de forma a minimizar os resíduos, ou seja, as diferenças entre o modelo e o dado observado (EMERY; THOMSON, 2001). Para um modelo estatístico representado pela soma de N funções gaussianas, a função a ser ajustada é da forma (MATHWORKS, 2012):

$$F(x) = \sum_{i=1}^N A_i e^{-\left[\frac{(x-b_i)^2}{c_i}\right]} \quad (6)$$

Onde:

A_i = Amplitude da função i

b_i = posição (centro) da função i

c_i = espalhamento da função i ,

A equação 6 pode ser utilizada para ajustar uma somatória de gaussianas a um histograma de frequência de observação de uma variável. Os termos b_i e c_i se aproximam da média (\bar{x}_i) e do desvio padrão (σ_i), respectivamente, quanto

menor for o tamanho do intervalo de valores do histograma (GOSHTASBY; O'NEILL, 1994). Comparando as equações (5) e (6) e assumindo que $b_i = \bar{x}_i$, e $A_i = (2\pi\sigma)^{-1/2}$ pode-se perceber que:

$$c_i^2 = 2\sigma^2 \rightarrow \sigma = c/\sqrt{2}$$

Esta equivalência é importante para converter os dados fornecidos pelo software Matlab[®] na estimativa do desvio padrão da função i .

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. DADOS

Nesta seção são apresentados os dados de sensoriamento remoto e *in situ* utilizados, a área geográfica e o período temporal analisado no presente trabalho. Uma breve descrição é fornecida para cada conjunto de dados, recomendando-se consultar as respectivas fontes para informações detalhadas e possíveis atualizações.

Os dados de sensores remotos podem ser disponibilizados em níveis de processamento que são comumente referidos como:

- a) Nível 0 (L0): dado bruto, geralmente inacessível ao usuário que não disponha de estação de recepção;
- b) Nível 1 (L1): dado em resolução máxima, em coordenadas de passagem do satélite, com referência temporal e geográfica, incluindo coeficientes de calibração instrumental e radiométrica (aplicada ou não);
- c) Nível 2 (L2): dado na mesma projeção e resolução do L1, consistindo da variável geofísica já derivada pela aplicação de algoritmos;
- d) Nível 3 (L3): dado L2 georreferenciado para uma grade uniforme no espaço e no tempo;
- e) Nível 4 (L4): dado resultado da análise de um ou mais produtos em níveis inferiores.

Esta nomenclatura será adotada para fazer referência às bases de dados utilizadas.

A Tabela 4.1 sintetiza as informações das bases de dados utilizadas no presente trabalho, que serão detalhadas nos itens subsequentes.

Tabela 4.1: Lista das bases de dados utilizadas no presente trabalho, mostrando a variável, plataforma de coleta, unidade de medida, período temporal utilizado e resoluções espacial e temporal dos dados.

Base	Variável (unidade)	Início	Fim	Resolução (espacial / temporal)
TSM MODIS Aqua (L2)	Temperatura (°C)	01/01/2003	31/12/2012	~1 km / diária
TSM MUR (L4)	Temperatura (°C)	01/01/2003	31/12/2012	~1 km / diária
TSM AOML	Temperatura (°C)	01/01/2003	30/09/2012	pontual / 6 h (interpolado)
CHL MODIS Aqua (L3)	Clorofila-a (mg/m ³)	01/01/2003	31/12/2012	~4 km / diária
Ventos CCMP (L4)	U e V (m/s)	jan/2003	dez/2011	¼°x¼° / médias mensais
CORE.2 NCAR	Fluxo de calor líquido (W/m ²)	jan/1986	dez/2006	1°x1° / média mensal

4.1.1. Temperatura da superfície do mar MODIS

Inicialmente, o MODIS foi desenvolvido para derivar a TSM através de modelos de transferência radiativa, em conjunto com perfis e modelos atmosféricos (BROWN e MINNETT, 1999). Devido à grande dificuldade em caracterizar corretamente as medidas radiométricas e modelar todos os interferentes na propagação da radiação, atualmente a TSM é derivada à semelhança dos sensores AVHRR (EVANS, 2000), a bordo dos satélites da série NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), utilizando algoritmos empíricos obtidos por correlação de temperaturas de brilho com dados *in situ* (KILPATRICK et al., 2001).

Os dados de TSM_{MODIS} utilizados neste trabalho são obtidos pelo satélite Aqua, disponíveis no portal *OceanColor* da NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). A missão Aqua tem dados disponíveis desde junho de 2002 até o presente. Foram selecionadas todas as cenas do produto L2 com o algoritmo de TSM de ondas-longas (identificado como 11µm) que interceptassem a área de estudo e estivessem dentro do período de 1/1/2003 a 31/12/2012, de modo a

compreender 10 anos completos de dados, o que correspondeu a 30.417 cenas. As cenas foram adquiridas via *file transfer protocol* (ftp), totalizando 238 GB de arquivos compactados em formato *Hierarchical Data Format* (HDF4). Cada arquivo “.hdf” contém diversas grades numéricas, tendo sido utilizadas as de TSM, longitude, latitude, ângulo zenital do sensor e a grade com o resultado dos testes de qualidade da TSM (chamada q_{sst}). A resolução da TSM_{MODIS} é de aproximadamente 1km no nadir e maior nas bordas da imagem, visto a faixa de imageamento de 2330km de largura.

No momento da geração dos arquivos L2, são realizados testes de qualidade píxel-a-píxel. São testados: a faixa de variação das T_b e TSM, uniformidade espacial das T_b , ângulo zenital do sensor e diferença para a T_{ref} . Para maiores detalhes, consultar Franz (2006). Durante o período diurno apenas, canais da faixa do visível do espectro eletromagnético são usados. O resultado destes testes origina os níveis de qualidade q_{sst} que variam entre zero (q_0 =melhor, píxeis livres de contaminação por nuvens) a quatro (q_4 =pior, geralmente píxeis sobre terra).

Uma análise prévia realizada em um subconjunto de imagens mostrou que as águas próximas às frentes térmicas mais intensas são em geral mascaradas, bem como águas de ressurgência, resultando em níveis de qualidade maiores que q_1 (píxeis duvidosos), tal como o exemplo demonstrado na Figura 4.53.5. Por estes motivos foi necessário realizar um pré-processamento para mascarar nuvens de modo a não excluir as feições de interesse na área de estudo. Esta etapa é descrita no item 4.2.2.

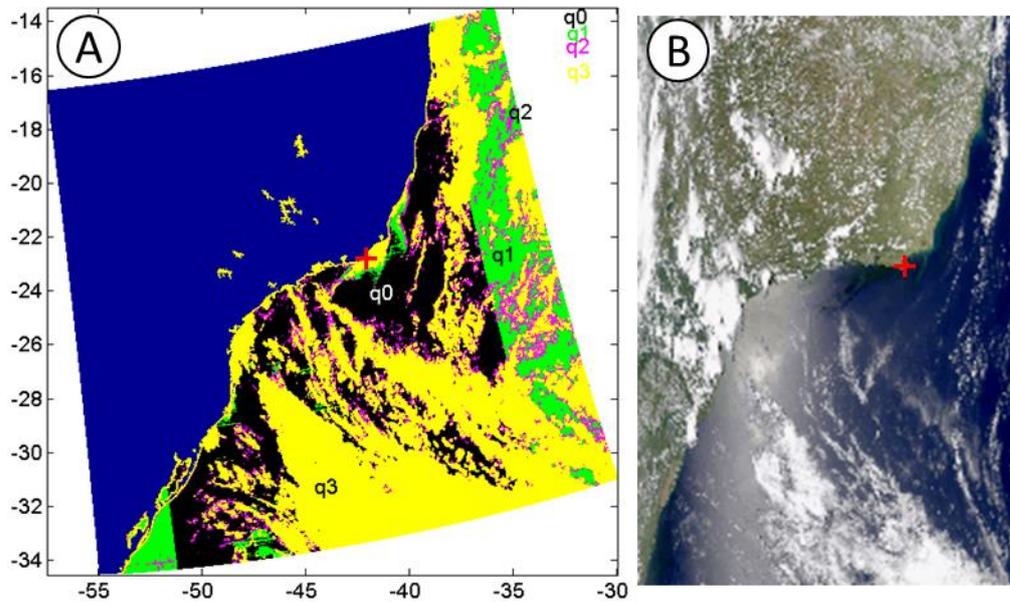


Figura 4.1: (A) Exemplo dos níveis de qualidade do produto L2 de TSM do MODIS/Aqua do dia 31/12/2007. Cada cor representa um nível de qualidade (de 0 a 4). (B) A mesma cena em composição cor verdadeira (*true color*). Notar que águas costeiras na região de Cabo Frio (assinalado pela cruz vermelha), típicas de ressurgência, foram mascaradas como “duvidosas” (q1) ou mesmo “ruins” (q3). A área terrestre foi classificada como q4.

4.1.2. Concentração de Clorofila-a MODIS

Os dados de concentração de clorofila-a estimados a partir de informações do sensor MODIS/Aqua são gerados e fornecidos pelo grupo de cor do oceano do *Goddard Space Flight Center* (GSFC) da NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>).

O produto de concentração clorofila-a MODIS/Aqua (CHL) escolhido é do tipo L3, fornecido no formato de grades globais regulares chamadas *Standard Mapped Image* (SMI) com resolução espacial de aproximadamente 4 km. Dentre as alternativas de resolução temporal, foi adquirido o produto diário. As imagens recebidas em formato “.tif” correspondem aos valores da concentração de clorofila-a em $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$. Os dados utilizados foram do mesmo

período da TSM_{MODIS}, já tendo sido recortados para a área geográfica pela ferramenta MGET (descrito no item 4.2.1).

4.1.3. Temperatura da superfície do mar MUR

O produto de TSM *Multi-scale Ultra-high Resolution* (MUR), gerada pela NASA/JPL (<http://mur.jpl.nasa.gov>) foi escolhido para ser empregado na identificação de frentes, tendo em vista a sua alta resolução espacial (aproximadamente 1 km) e temporal (diária). Este produto L4 é o resultado da fusão objetiva de dados de temperatura de diferentes sensores, tanto operando no infravermelho (AVHRR E MODIS) quanto micro-ondas (WindSat e AMSR-E). Até o momento são usados apenas dados coletados no período noturno, o que minimiza a diferença de temperatura entre as bases de dados, fator que é potencializado no período diurno (PRICE et al., 1986; KENNEDY et al., 2007). A fusão é feita por meio da decomposição por *wavelets*, o que mantém a maior resolução das amostras usadas no pixel (CHIN et al., 2013). Antes da sua aplicação, foi realizada uma avaliação da acurácia do produto, detalhada no Item 5.2 (Freitas e Kampel, em elaboração).

Os dados foram adquiridos através do MGET (descrito no item 4.2.1), selecionando a área geográfica e o período temporal de interesse (entre 1/1/2003 e 31/12/2012). Os arquivos foram recebidos em formato “.tif”, sendo compostos de uma grade regular georreferenciada com os píxeis já em valores de temperatura (°C). A grade correspondente à área de estudo é composta de 1821 linhas e 1729 colunas, com limites meridionais 53,9983°W -35,0029°W e zonais 35,0024°S -14,9963°S. O espaçamento entre as células é de 45/4096 graus (aproximadamente 0,011°), o que correspondeu a 1,18 km (1,001 km) no norte (sul) do domínio.

Um exame atento do produto MUR revelou que as ilhas costeiras (ex. Florianópolis, Ilhabela, Ilha Grande) e trechos de terra mais estreitos, como a restinga da Marambaia, não são mascarados, contendo pixels com valores de TSM indevidamente.

4.1.4. Dados de derivadores (pseudo) lagrangeanos

Os dados de derivadores utilizados no presente trabalho são reunidos e processados pelo *Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory* (AOML) da NOAA. O acesso aos dados foi feito através do portal do *Global Drifter Program*, no endereço:

http://www.aoml.noaa.gov/envids/gld/dirkrig/parttrk_spatial_temporal.php

Foram requisitados os derivadores da base interpolada (HANSEN; POULAIN, 1996) que estivessem dentro da área de estudo (de acordo com o item 0). O período disponível da base de dados até o momento da elaboração deste documento é de 15/02/1979 a 30/06/2013. Entretanto, na área de estudo só estavam disponíveis dados até 30/09/2012. O arquivo de dados recebido por ftp encontrava-se no formato “.mat”, proprietário do Matlab®, composto de vetores (unidimensionais) representando a latitude, longitude, data, hora, temperatura. Além destes, outras variáveis recebidas e não utilizadas foram velocidades nas componentes norte, leste e a magnitude da velocidade. Cada vetor tinha 220419 linhas, referentes a 340 derivadores.

4.1.5. Dados de vento na superfície do mar

Os dados de vento utilizados são disponibilizados pelo projeto conjunto NASA/GSFC/NOAA chamado *Cross Calibrated Multi-Platform* (CCMP). Este dado é uma análise L4 com medidas que combinam diversas missões orbitais, dados *in situ* e reanálises do ECMWF, interpolados em uma grade regular com 0,25° (ATLAS et al., 2011). São disponibilizados com resolução de 6h, 5 (cinco) dias ou mensal. Neste trabalho foi utilizada a base de dados mensais com o intuito de gerar as representações de longo prazo ou climatológicas da área de estudo. Os dados foram obtidos do endereço:

<http://podaac-opensap.jpl.nasa.gov/opensap/allData/ccmp/>

As grades globais foram adquiridas via protocolo Opendap (descrito no item 4.2.1) e posteriormente recortadas para os limites geográficos da área de estudo.

4.1.6. Dados de fluxo de calor oceano-atmosfera

Os dados de fluxos atmosfera-oceano utilizados (YEAGER; LARGE, 2008) são fornecidos pelo *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), tendo sido computados pela versão 2 do experimento *Common Ocean Reference Experiment* (CORE.2). As variáveis atmosféricas provenientes das reanálises do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP), juntamente com a TSM da base Hadley-OI, são utilizadas para estimar os fluxos turbulentos, por meio de fórmulas que parametrizam suas relações (LARGE; POND, 1982). As variáveis radiativas, de precipitação e gelo marinho são estimadas por satélites. Informações detalhadas e acesso à base podem ser feitos pelo endereço <http://rda.ucar.edu/datasets/ds260.2/>.

A base é disponibilizada em arquivos NetCDF compostos de grades regulares contendo dados de evaporação, aporte continental e precipitação; fluxo de calor sensível e latente; radiação de ondas curtas e longas e estresse do vento. Cada arquivo contém as médias mensais de um ano. A extensão temporal vai de 1949 até 2006, com cobertura global de 1°x1° de resolução espacial (LARGE; YEAGER, 2008). Para o presente estudo, foi utilizado o período de 1986 a 2006, que corresponde a fase na qual a informação de TSM é derivada utilizando satélites. Entre 1949 e 1986 a informação de TSM era reconstruída a partir de informações históricas de navios e modelos (LARGE; YEAGER, 2008).

O fluxo líquido ar-mar (Q_{as}) foi computado pelo somatório das componentes:

$$Q_{as} = Q_S + Q_L + Q_E + Q_H, \quad (7)$$

Onde:

Q_S = fluxo solar de ondas curtas;

Q_L = fluxo de ondas longas;

Q_E = fluxo de calor latente;

Q_H = fluxo de calor sensível.

Por convenção, o fluxo é positivo quando está indo da atmosfera para o oceano.

4.2. Métodos

A Figura mostra o fluxograma metodológico adotado neste trabalho. A TSM_{MODIS} demandou etapas adicionais de pré-processamento. Os dados de TSM_{MODIS} e TSM_{MUR} foram comparados a dados de derivadores na etapa de *match-up* e, em seguida, as frentes térmicas foram identificadas em cada imagem de TSM. Por último, foram feitos agrupamentos temporais para posterior análise. Cada uma das etapas é detalhada a seguir.

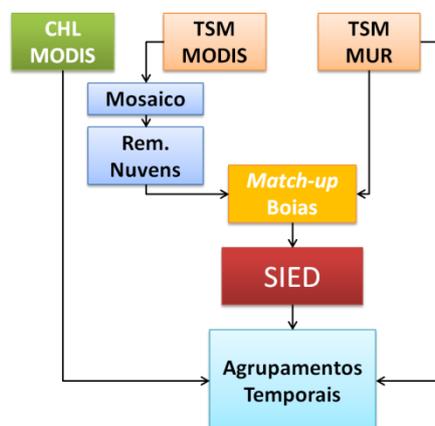


Figura 4.2: Fluxograma metodológico aplicado ao presente trabalho. Cada etapa é detalhada no texto.

4.2.1. Ferramentas computacionais

Atualmente há inúmeros formatos de armazenamento de dados ambientais em meio digital, bem como muitas formas de acesso a bases de dados. Para o presente trabalho, uma forma de acesso que se mostrou bastante versátil foi o *Marine Geospatial Ecology Tools* (MGET), um conjunto de ferramentas de acesso, manipulação e análise de dados, voltado à modelagem ecológica (ROBERTS et al., 2010). Foi utilizada uma implementação da ferramenta para o software ArcGIS[®], que apresenta, entre outras vantagens: a vasta coleção de dados aos quais é possível se conectar, a capacidade de automatização de tarefas rotineiras como recorte e transformação de dados e também uma coleção de ferramentas para análise ambiental. Utilizando a ferramenta MGET, foram adquiridos os dados de TSM_{MUR} e CHL_{MODIS}.

Outra forma de acesso que vem se tornando popular é a conexão via protocolo Opendap (<http://www.opendap.org/>). Grandes matrizes de dados, armazenadas nos provedores de dados, podem ser pesquisadas e acessadas apenas pela seleção geográfica e temporal de interesse do usuário. Desta forma, o tráfego de informação é otimizado e o processo de pré-processamento das bases, bastante reduzido. O software Matlab[®] foi usado para acessar os dados de vento via protocolo Opendap, bem como no processamento de grande parte da massa de dados utilizada, por meio de rotinas escritas especificamente para tal função.

4.2.2. Pré-processamento da TSM_{MODIS}

Os dados de TSM_{MODIS}/Aqua L2 precisaram passar por pré-processamento para converter as cenas em grades regulares e para remover píxeis contaminados pelas nuvens, conforme ilustrado pelo fluxograma da Figura 4.2. Para cada dia da série temporal foram geradas duas imagens diárias, uma noturna e outra diurna, utilizando a interpolação linear para alocar os dados L2 nos píxeis da grade regular do período correspondente. A grade da TSM_{MUR}, com píxeis de aproximadamente 1km de resolução, foi utilizada como modelo

da interpolação, a fim de facilitar intercomparações e operações futuras entre os dois produtos. A primeira etapa da remoção dos píxeis contaminados por nuvens (identificada como E1) foi feita considerando válidos apenas os valores de TSM que respeitassem dois critérios: (i) TSM entre 6°C e 35°C (baseado na climatologia de temperatura da área do item 2.4) e (ii) ângulos zenitais do sensor (θ) menores que 60°. Valores de θ altos aumentam a probabilidade da radiação ser mais atenuada pela atmosfera e perder a qualidade da medida de TSM, ao custo da redução da faixa imageada (KILPATRICK et al., 2001).

Após a geração das grades regulares, foram feitas as etapas restantes do mascaramento das nuvens, seguindo o esquema proposto por Hu et al. (2009), detalhado a seguir. A escolha do esquema foi motivada pela sua praticidade de implementação e por usar apenas a informação de TSM disponível, não utilizando abordagens multiespectrais. Na segunda etapa (identificada como E2-1), é gerada uma climatologia semanal pelo cálculo da mediana referente a cada semana ao logo dos dez anos de dados originais. Cada imagem é então comparada com a climatologia da semana² correspondente, em base píxel-a-píxel. Caso o módulo da diferença entre os píxeis na mesma posição da imagem diária e da climatologia ultrapasse um limiar determinado (Δ TSM), o píxel da imagem diária é considerado como nuvem e removido. Essa etapa foi repetida mais duas vezes (E2-2 e E2-3) de forma iterativa. Segundo Hu et al. (2009), com três iterações espera-se convergência na remoção de píxeis. A terceira etapa (E3) da remoção de nuvens consistiu na filtragem temporal, comparando cada píxel à mediana dos píxeis na mesma posição das imagens na vizinhança temporal de ± 3 dias. Novamente, se o módulo da diferença ultrapasse um limiar de temperatura, o píxel é considerado como nuvem e removido. Os valores de limiar para os dois testes foram determinados por tentativa e erro, analisando principalmente as regiões com maior amplitude

² Por compatibilidade com outros produtos MODIS, foi utilizado um período de 8 dias como representativo da semana para cálculo da climatologia. Segundo Hu (comunicação pessoal), não são esperadas diferenças com relação ao número de dias da climatologia semanal.

térmica das ressurgências de Santa Marta e Cabo Frio de modo a se preservar os píxeis válidos. Os limiares encontrados para os testes 1 e 2 foram $6,5^{\circ}\text{C}$ e 3°C , respectivamente.

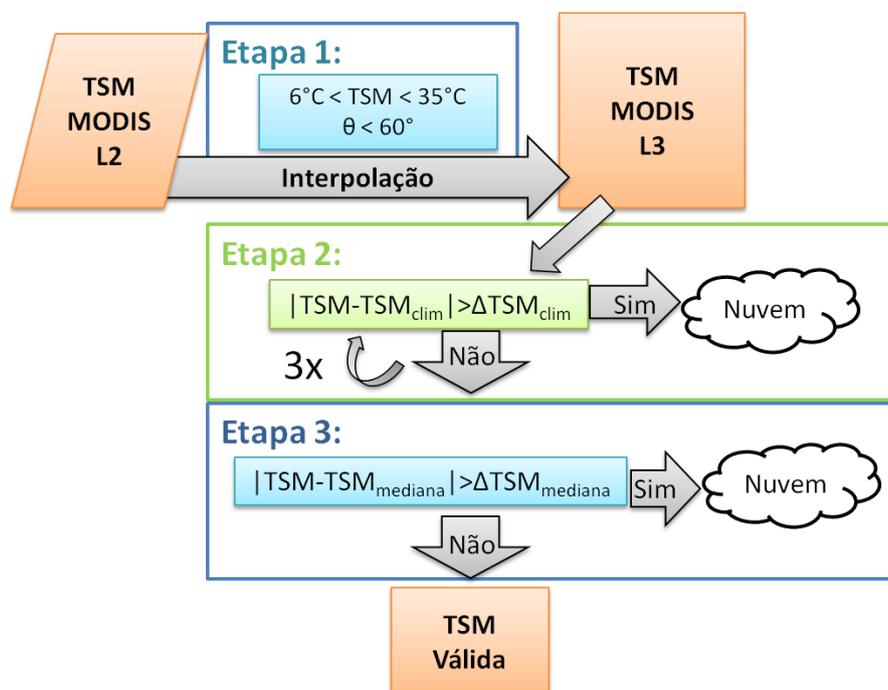


Figura 4.3: Fluxograma do pré-processamento da TSM_{MODIS} (ver detalhes e siglas no texto).

4.2.3. Comparação de TSM e derivadores

Os produtos de TSM_{MODIS} e TSM_{MUR} foram avaliados por meio de *match-up* com medidas de temperatura da base de derivadores AOML. A verificação teve dois objetivos: i) avaliar a acurácia absoluta da estimativa das TSM_{MUR} e TSM_{MODIS} ; ii) avaliar a eficácia do mascaramento de nuvens realizado para a TSM_{MODIS} L2.

O procedimento foi realizado no software Matlab[®] por meio de uma rotina construída especificamente para tal. Buscou-se, para cada ponto de boia, a imagem mais próxima no tempo e, nesta imagem, o pixel mais próximo e não-nulo dentre os 25 píxeis mais próximos à posição do derivador, considerando

um raio de busca de $0,055^\circ$ (aproximadamente 6km). Apesar de alguns autores indicarem o uso do píxel mais quente dentro da vizinhança do derivador para evitar a influência das nuvens de subpixel e frentes térmicas (ARAUJO, 1997; ASSIREU et al., 2011), a escolha do píxel mais próximo se justifica pelos objetivos (i) e (ii) indicados no parágrafo anterior, visto que a própria influência das nuvens na TSM era foco da avaliação. A janela temporal utilizada pode ser considerada de aproximadamente 4h, com as imagens e boias agrupadas nos períodos diurno e noturno, conforme mostra a Figura 4.3. A TSM_{MUR} é gerada apenas para o período noturno. Portanto, foi considerada como centrada em 3h UTC, para melhor correspondência aos horários das demais bases de dados utilizadas.

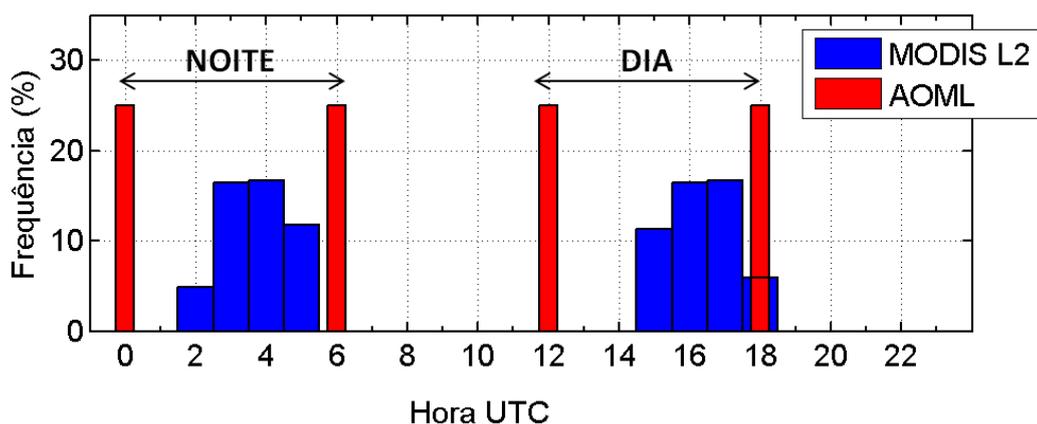


Figura 4.4: Histograma de frequências de ocorrência do horário das passagens MODIS (azul) e das posições das boias da base AOML (vermelho), em horário UTC. Os conjuntos diurno e noturno foram separados conforme indicado no gráfico.

Os dados coincidentes de boias e TSM foram analisados por meio de correlação linear, bem como pela distribuição de frequências da diferença, na forma de histogramas e *boxplots*.

4.2.4. Identificação das frentes

A localização das frentes nas imagens diárias de TSM foi realizada utilizando o algoritmo SIED (CAYULA; CORNILLON, 1992), descrito brevemente na seção 3.1.1. Nesta seção serão descritos detalhes do algoritmo e os testes de sensibilidade que orientaram a escolha dos parâmetros.

O algoritmo SIED foi originalmente proposto para operar com grades regulares de TSM do satélite NOAA-7, com os píxeis em 8bits e 1-2km de resolução espacial. O processamento ocorre em 3 níveis: (i) toda a imagem, (ii) em janelas e (iii) no nível do píxel. No nível da imagem e em etapas iniciais do nível de janelas, são realizadas a identificação e remoção de nuvens, dispensadas deste trabalho pois a TSM_{MUR} não contém nuvens e a TSM_{MODIS} teve as nuvens mascaradas em uma etapa isolada. Maiores detalhes sobre a etapa de identificação e remoção de nuvens do SIED podem ser encontrados em Cayula e Cornillon (1995a).

A detecção de frentes se inicia com a aplicação do filtro de mediana móvel com janela de 3x3 píxeis, objetivando a remoção de píxeis na vizinhança imediata com grande discrepância da TSM. Em uma região da imagem onde há uma frente térmica, são esperadas duas populações de píxeis com temperaturas diferentes e uma estreita região de poucos píxeis compondo a transição, como ilustrado na Figura 3.1.

A imagem é então segmentada em janelas de 32x32 píxeis, com 50% (16 píxeis) de sobreposição para não escaparem frentes no limite entre duas janelas. Em cada janela são realizados dois testes no histograma: (i) teste para bimodalidade e (ii) teste para diferença de temperatura (dT) entre os dois modos. A diferença mínima recomendada é de 3 níveis de cinza, equivalentes a 0,375°C no produto utilizado pelos autores do algoritmo (CAYULA; CORNILLON, 1992).

Um histograma bimodal, todavia, também pode ser resultado de outras organizações espaciais não-coesas. Deste modo, o algoritmo contempla testes de coesão espacial para assegurar que na janela estão contidas duas massas d'água espacialmente separáveis. Os píxeis que passam os testes são marcados como candidatos a pertencer a uma frente, recebendo o valor 1 (um), enquanto o restante recebe valor 0 (zero). Após este passo é realizada a etapa de “limpeza das frentes”, onde contornos menores que 15 píxeis são eliminados e todas as frentes são reduzidas para 1 píxel de largura. A última etapa do algoritmo original consiste em contornar as frentes respeitando a mudança máxima de direção de 90°.

A versão do SIED implementada no MGET (ROBERTS et al., 2010) difere do algoritmo original em alguns pontos. Apenas imagens com as nuvens já removidas são utilizadas, cabendo ao usuário o controle sobre esta fase. Adicionalmente, não há a etapa de contorno das frentes, resultando não em vetores, mas sim em grades numéricas booleanas, com valor 1 nos píxeis das frentes e 0 no restante.

Foram testados os parâmetros: (i) de diferença de temperatura (dT) entre os modos do histograma; (ii) o tamanho da janela para os testes do histograma; (iii) a distância³ em píxeis entre as janelas (que determina a sobreposição das janelas) e (iv) a etapa de limpeza das frentes. Além destes, vários outros parâmetros são configuráveis, mas foram mantidos de acordo com o trabalho original (CAYULA; CORNILLON, 1992).

O parâmetro dT , na forma que é utilizado internamente pelo algoritmo, é informado não como temperatura, mas sim como um valor inteiro que pode ser convertido em temperatura. No presente trabalho, as imagens de TSM foram convertidas em inteiros, multiplicando-se a temperatura por 1000 e truncando os decimais. A escolha do dT se baseou nos testes de acurácia dos produtos,

³ *Window stride*, em inglês.

que serão mostrados nas seções 5.1 e 5.2, baseada no dobro do maior erro, consideradas as duas bases de dados. O erro foi calculado como a diferença média em °C entre a TSM de boias de deriva e de satélite. Este erro resultou em 0,08°C para a TSM_{MUR} e 0,202°C para a TSM_{MODIS}. A diferença de temperatura então escolhida foi de 0,4°C o que equivaleu ao parâmetro $dT=400$.

No trabalho original (CAYULA; CORNILLON, 1992) foram encontrados resultados similares usando janelas de 16, 32 e 64 píxeis de lado, enquanto outros trabalhos (WALL et al., 2008; NIETO et al., 2012) exploram janelas menores para maximizar a detecção de frentes menores ou mais próximas da costa. Aqui, os tamanhos de janela de 16, 32 e 64 píxeis de lado foram testados, sendo que o melhor resultado foi para a janela com 32 píxeis. A janela de 16 píxeis detectou muitos fragmentos isolados e menores que 10 píxeis, enquanto a janela de 64 píxeis não localizou grande parte das frentes próximas à costa.

Ao ajustar o parâmetro de distância entre as janelas para menos que 50% do tamanho da janela em píxeis, o resultado é o delineamento de frentes com mais de um píxel de largura, como ilustrado na Figura 3.1. A próxima etapa seria a limpeza das frentes, que elimina frentes menores que o comprimento mínimo em píxeis, definido pelo usuário, além de reduzir para 1 píxel a largura de todas as frentes. Foram feitos dois testes, gerando climatologias (i) com a limpeza das frentes e (ii) sem a etapa de limpeza das frentes, ambos usando 1 ano de dados. Devido a alta resolução espacial do dado de entrada (aproximadamente 1 km), a climatologia de frentes para o caso sem a etapa de limpeza resultou em imagens com visualização mais nítida. No caso da climatologia gerada pelas imagens com a limpeza aplicada, seria necessário integrar as frentes em células de tamanho maior que um píxel, para aumentar a representatividade e melhorar a interpretação visual.

Nieblas et al. (2013) suavizaram as frentes com um filtro gaussiano 3x3 para representar a incerteza na posição das frentes detectadas pela imagem de satélite, gerando assim contornos mais espessos. Mello Filho (2006) utilizou um “algoritmo de densidade de frentes” (GARZOLI et al., 1992) para computar a estatística espacial das frentes vetorizadas, que agrupa os vetores contidos em subregiões quadradas, de 9,26 km de lado. Como a saída do SIED conforme utilizado no presente trabalho resulta em píxeis (não em vetores) de aproximadamente 1 km, foi feita a opção por manter as frentes sem a etapa de limpeza. O resultado do algoritmo fez com que quanto maior o gradiente térmico, mais largas fossem as faixas delimitadas pelo algoritmo, como é o caso da frente interna da CB, vista na Figura 3.1, cujo gradiente pode atingir 0,3°C/km. Por conseguinte, frentes com gradiente térmico menos intenso resultaram em faixas mais estreitas.

A probabilidade de ocorrência de frentes dentro de cada período de tempo considerado nas climatologias foi calculada pixel-a-pixel. Em cada pixel, o número de vezes em que uma frente foi identificada é somado (F), assim como o número de dias em que o pixel é visível (C). A probabilidade ($\%FNT$) é calculada como:

$$\%FNT = 100 * \frac{F}{C} \quad (8)$$

Regiões de valores inválidos (nuvens, continentes, áreas não imageadas) foram convertidos para *not-a-number* (NaN) no Matlab®, de modo a não interferir nas estatísticas.

Ao final, foram geradas climatologias da probabilidade de ocorrência de frentes na área de estudo, que foram analisadas quanto a sua distribuição espacial e temporal à luz dos conhecimentos descritos na literatura.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Pré-processamento da TSM_{MODIS}

Após os critérios de corte iniciais da TSM e conversão em grades regulares, foram obtidas 7306 imagens de TSM MODIS no total, sendo 3653 diurnas e 3653 noturnas.

A redução de píxeis pela aplicação do mascaramento de nuvens pode ser vista na Figura 5.64.4, onde cada *boxplot* representa a diferença percentual de píxeis removidos na rodada j , calculada por $100 \cdot (1 - r_{j+1} / r_j)$.

A maior remoção de píxeis ocorreu na etapa 1 (E1), com mediana de 46,5% e grande variabilidade. As medianas de E2-1 a E2-3 mostram decréscimo de 12,3%, passando a menor que 1% na segunda rodada e chegando a menor que 0,1% na terceira rodada. A última etapa (E3) voltou a remover 12% de píxeis. De fato houve convergência após três rodadas da segunda etapa, como em Hu et al. (2009). Entretanto, a remoção utilizando o filtro de mediana no tempo (E3) voltou a remover um grande percentual de píxeis. Ao final da E3, o percentual de píxeis marinhos limpos variou entre 0% e 91%, com mediana de 39,9%.

O trabalho de Hu et al. (2009), feito na região da Flórida, encontrou um mínimo de 50% de píxeis limpos, mas utilizando uma composição maior, com bases de dados MODIS e AVHRR. A análise de uma imagem global AVHRR 9km em Kilpatrick et al. (2001) mostrou que o número de píxeis oceânicos classificados como nuvens foi estimado em 78%, o percentual de píxeis com qualidade máxima foi de 10% e o restante recebeu qualidade duvidosa. Em comparação, os resultados aqui mostram uma mediana de 60,1% de nuvens ao longo de toda a série de dados diários. Estatísticas feitas na região com produtos de classificação de nuvens por satélite, como o produto MYD35_L2 - MODIS *Cloud Mask* (FREY et al., 2008), poderiam servir de comparativo mais claro para estes resultados, em trabalhos futuros.

Foram feitos testes com os mesmos limiares utilizados por Hu et al. (2009) de 4°C e 2°C nas etapas 2 e 3 do mascaramento de nuvens, respectivamente, bem como utilizando a climatologia semanal média no lugar da mediana. Entretanto, em todos estes casos, houve remoção excessiva de píxeis válidos, verificada pela análise visual de conjuntos de amostras.

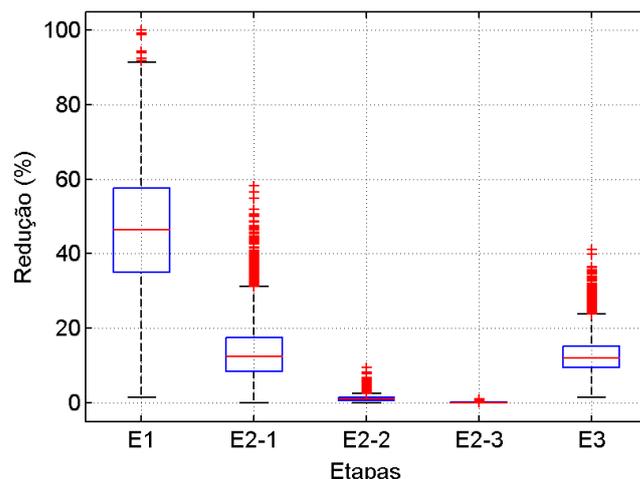


Figura 5.1: Boxplots representando o percentual de píxeis removidos em cada rodada do mascaramento de nuvens. O percentual de píxeis removidos é relativo ao número restante após a rodada anterior. A sigla das etapas segue: E1= filtragem inicial, E2-1 a E2-3= filtragem recursiva pela climatologia semanal, E3= filtragem pela mediana temporal. Em cada boxplot, a linha central é a mediana, os limites superior e inferior da caixa são o 1° e 3° quartis, a linha preta tracejada estende-se até os valores mais extremos não considerados *outliers*⁴ e as cruces representam *outliers*.

A qualidade da remoção de nuvens foi avaliada pelo *match-up* com dados de boias de deriva da base AOML. Embora a base de derivadores AOML não represente uma medida completamente independente, pois é usada para derivar os coeficientes do algoritmo da TSM_{MODIS} (EVANS, 1999), a comparação ainda permite avaliar a diferença das TSM e, por consequência, o sucesso em remover os píxeis contaminados por nuvens. A distribuição dos

⁴ Nos *boxplots*, foram considerados *outliers* os pontos maiores que $q_3 + 1,5(q_3 - q_1)$ ou menores que $q_1 - 1,5(q_3 - q_1)$, onde q_1 e q_3 são o 1° e o 3° quartis.

match-ups pode ser vista na Figura 5.2, juntamente com a diferença $TSM_{AOML} - TSM_{MODIS}$. Pode ser observada (Figura 5.2a) a baixa densidade de *match-ups* na região mais rasa com profundidades menores que 200m, chegando à ausência na porção entre CF e CST. A distribuição não homogênea da densidade de derivadores na área (Figura 5.2a) reflete a dispersão pela advecção. O mapa de diferenças mostra que na área de estudo as diferenças foram positivas entre 1°C e 4°C, com distribuição aparentemente aleatória, significando subestimativa pelo produto de TSM_{MODIS} . A inspeção visual sugere haver maiores diferenças médias sobre a plataforma continental inclusive com superestimativa do satélite, sendo que esta regiões tiveram menores densidades de derivadores.

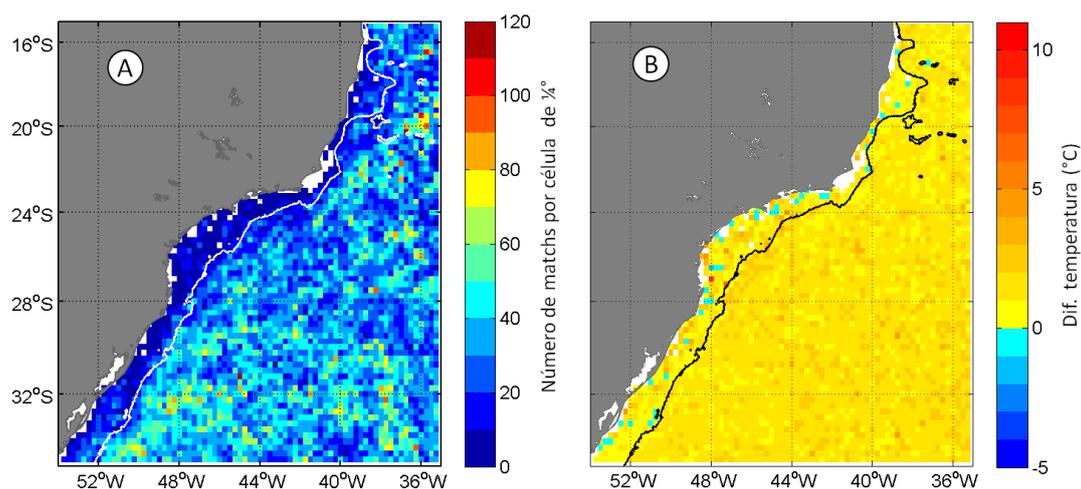


Figura 5.2: Distribuição espacial em grades de 0,25°: (A) dos pontos de *match-up* AOML e MODIS e (B) das diferenças médias de $TSM_{AOML} - TSM_{MODIS}$, em °C. A isóbata representada é de 200m.

A distribuição estatística das diferenças $TSM_{AOML} - TSM_{MODIS}$ foi explorada por meio do histograma mostrado na Figura 5.3, produzido com intervalos de 0,1°C. O maior modo está centrado em 0,1°C, enquanto o segundo modo, com 1/5 do número de pontos, está centrado em 3,1°C. O formato da distribuição foi interpretado como pertencendo a duas populações distintas que representariam dois processos sobrepostos. Ao histograma foram ajustadas

duas funções gaussianas. O coeficiente R^2 do ajuste da somatória das duas funções ao histograma foi de 0,99. A função correspondendo ao maior modo teve média \pm um desvio padrão iguais a $0,202 \pm 0,407^\circ\text{C}$, enquanto a segunda teve $2,098^\circ\text{C} \pm 1,726^\circ\text{C}$. As amplitudes da primeira e da segunda gaussiana foram 4621 e 1324, respectivamente.

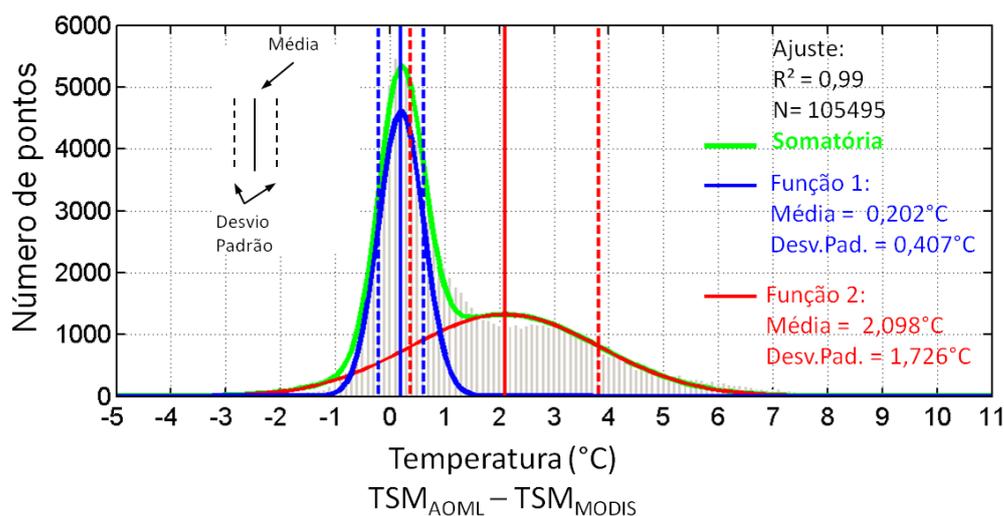


Figura 5.3: Histograma de diferenças entre a temperatura dos derivadores e a TSM_{MODIS} , em intervalos de $0,1^\circ\text{C}$ (em cinza). As curvas azul e vermelha representam ajustes de duas funções gaussianas e a curva verde representa a somatória das duas. As retas verticais representam a média (linha contínua) e um desvio padrão (linha pontilhada) para cada função.

Os resíduos da análise global feita por Evans et al. (2013) foram de $0,126 \pm 0,389^\circ\text{C}$, para TSM de boias menos a TSM_{MODIS} de píxeis com qualidade q0. Minnett e Brown (2004) encontraram um resultado similar ($0,054 \pm 0,494^\circ\text{C}$) em uma comparação global da TSM_{MODIS} com 14443 *match-ups* de boias de deriva, feita durante os primeiros 18 meses da missão Aqua.

Embora o desvio padrão dos valores de diferença de temperatura encontrado tenha sido similar, a média foi menor provavelmente pelo uso de apenas dados de TSM_{MODIS} com qualidade q0 e *match-ups* com 30 minutos de separação temporal. O estudo feito por Souza (2000) comparando dados de navios (32

pontos) e boias (22 pontos) com imagens AVHRR encontrou diferenças da ordem de 0,5°C e 1,5°C, respectivamente, para as diferenças satélite - *in situ*. A região de estudo altamente dinâmica da confluência Brasil-Malvinas, com a presença de fortes gradientes térmicos horizontais, associada à possibilidade de deslocamento no posicionamento dos *match-ups* pode ter colaborado para a diferença. Kampel (2003) encontrou uma superestimativa da TSM_{AVHRR} de 0,32°C no verão, enquanto que no inverno houve uma subestimativa de 0,47°C, quando comparado à temperatura registrada por CTDs na costa Sudeste, concluindo que a acurácia do sensor foi melhor que a reportada por Strong e McClain (1984). A validação realizada por Assireu et al. (2011) no nordeste do Atlântico Sul para o ano de 2006 encontrou diferenças de $-0,16 \pm 0,44^\circ\text{C}$ durante o dia e $-0,63 \pm 0,87^\circ\text{C}$ durante a noite, com os satélites (*Aqua e Terra*) subestimando os derivadores. Os autores propõem que a aplicação de uma correção de viés de 0,5°C na TSM noturna, devido a diferença entre a TSM_{pele} e TSM_{balde} , pode incrementar a qualidade das medidas obtidas por satélite.

5.2. Avaliação regional da acurácia da TSM_{MUR}

A acurácia da base de dados MUR foi avaliada pela diferença e pela correlação com a TSM_{AOML} . A Figura 5.4 mostra a distribuição dos *match-ups* agrupados em células de 0,25° e a distribuição espacial da diferença. Ao todo foram 108617 *match-ups*, com a distribuição de pontos menor sobre a plataforma e mais densa na área oceânica. O mapa de diferenças médias de temperatura por célula de 0,25° mostra diferenças entre -0,5 e 0,5°C em grande parte da área com profundidades maiores que 200m e maior variabilidade de diferenças sobre a plataforma.

As diferenças $TSM_{AOML} - TSM_{MUR}$ variaram entre $-4,708^\circ\text{C}$ e $4,011^\circ\text{C}$. O histograma de diferenças da

Figura 5.5 mostra a distribuição dos dados bastante simétrica, com modo localizado em $0,1^{\circ}\text{C}$ e pequena dispersão. Foi ajustada uma curva gaussiana, que resultou em coeficiente $R^2=0,996$, média de $0,088^{\circ}\text{C}$ e desvio padrão de $0,319^{\circ}\text{C}$.

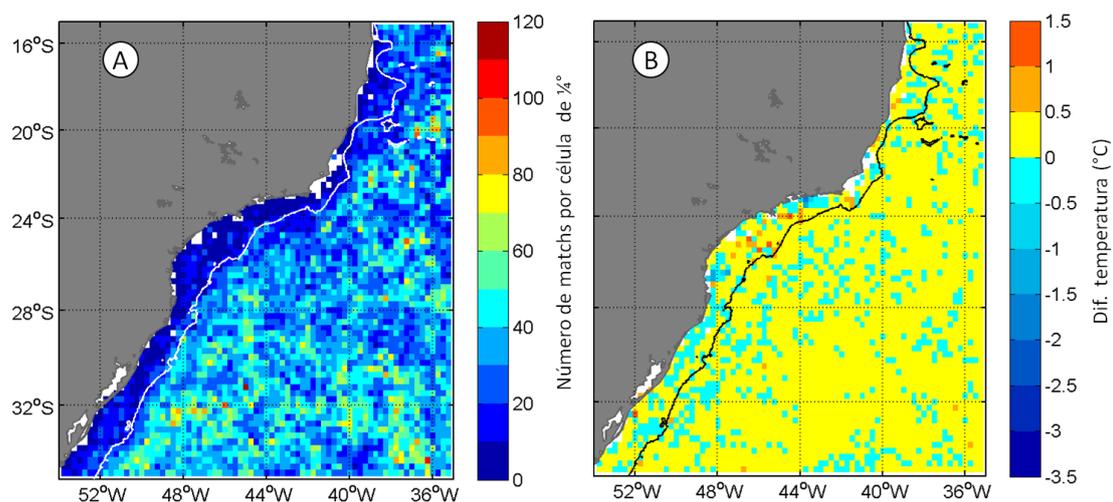


Figura 5.4: Distribuição espacial em grades de $0,25^{\circ}$: (A) dos pontos de *match-up* AOML e MUR e (B) das diferenças médias de $TSM_{AOML}-TSM_{MUR}$, em $^{\circ}\text{C}$. A isóbata representada é de 200m.

A correlação entre a TSM_{AOML} e a TSM_{MUR} , ilustrada na Figura 5.6, mostra coeficiente angular 0,988 e linear 0,145, com coeficiente de determinação $R^2=0,981$. Há excelente concordância entre a temperatura do produto MUR e dos derivadores, com uma ínfima subestimativa do MUR para temperaturas mais altas.

Segundo Emery et al. (2001), a acurácia e os desvios esperados da TSM medida por derivadores são de $0,15\pm 0,5^{\circ}\text{C}$. Reverdin et al. (2010) examinaram conjuntos de derivadores no Atlântico norte e encontraram desvios de $0,1^{\circ}\text{C}$ em média. Os autores também encontraram grandes tendências do desvio, positivas e negativas, da ordem de $0,1^{\circ}\text{C}\cdot\text{ano}^{-1}$.

Considerando as características esperadas da base de TSM_{AOML} e os resultados da análise dos *match-ups*, a avaliação do produto TSM_{MUR} revelou uma boa representatividade da TSM na região de estudo, com desvio e espalhamento da medida de TSM bastante reduzidos. Até o momento, ainda não há na literatura uma referência para a acurácia do produto MUR. Um estudo comparativo de produtos L3 e L4 realizada na costa do Peru (VAZQUEZ-CUERVO et al., 2013) aponta para a melhor representação de gradientes térmicos e feições de meso e pequena escala pelo produto MUR.

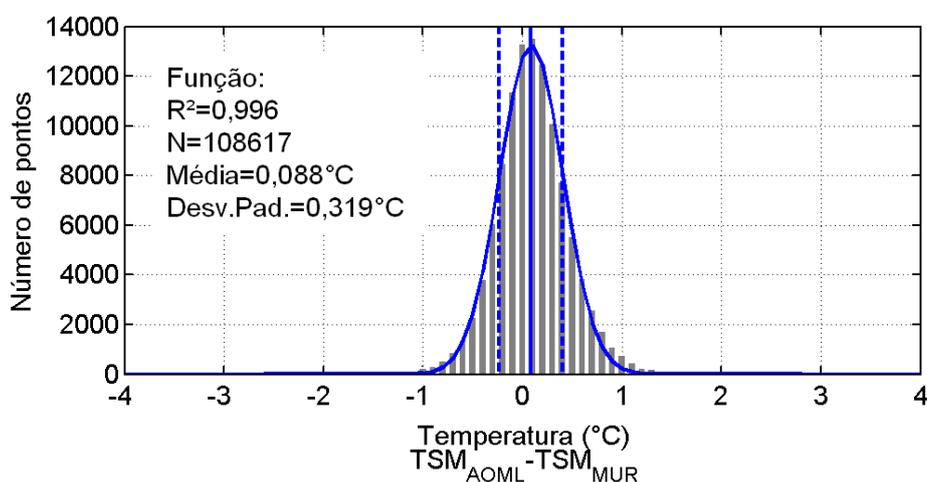


Figura 5.5: Histograma de diferenças (em cinza) entre a TSM_{AOML} e a TSM_{MUR} , em intervalos de $0,1^{\circ}\text{C}$. A curva azul representa o ajuste de uma função gaussiana, enquanto as retas verticais representam a média (linha contínua) e um desvio padrão (linha pontilhada) para a função.

A fim de avaliar também a diferença $TSM_{AOML} - TSM_{MUR}$ ao longo do tempo, foi gerada a série temporal de *boxplots* mensais, mostrada na Figura 5.7. Pode-se perceber que as maiores diferenças estão concentradas em poucos meses e são representadas por *outliers*. Cerca de $0,2\%$ dos registros tiveram diferença de temperatura (em módulo) superior a 2°C . Entretanto, observando as séries temporais dos derivadores onde houve as maiores diferenças, notou-se que estas ocorreram em momentos intermediários da série temporal, não sendo

possível afirmar que foi devido a falha dos sensores. Foi calculada também a tendência temporal da mediana da série de *boxplots*, ajustando um polinômio do primeiro grau. O coeficiente angular do polinômio resultou em $-1,3 \times 10^{-4}$ °C/mês (com intervalo de confiança de 95% de $-6,6 \times 10^{-4}$ a $3,9 \times 10^{-4}$), de modo que não se pode dizer que a tendência seja diferente de zero, com 5% de significância.

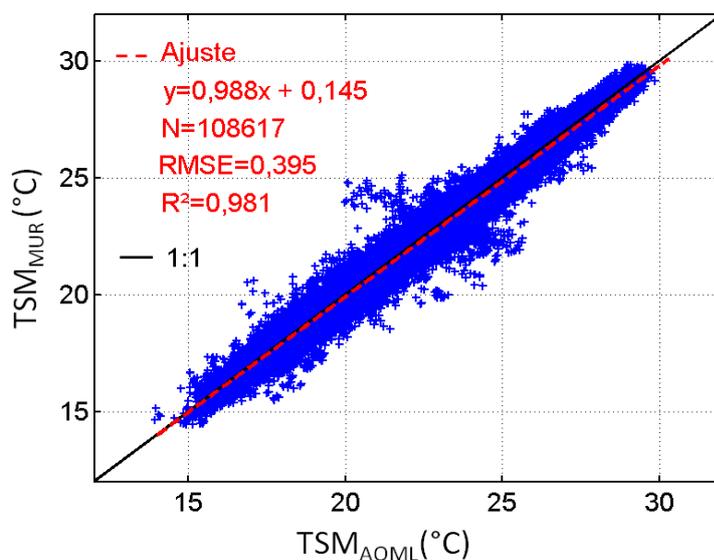


Figura 5.6: Correlação entre a TSM_{AOML} e a TSM_{MUR} . A linha de 1:1 é mostrada em preto e, em vermelho tracejado, é mostrada a reta de ajuste do polinômio de 1º grau.

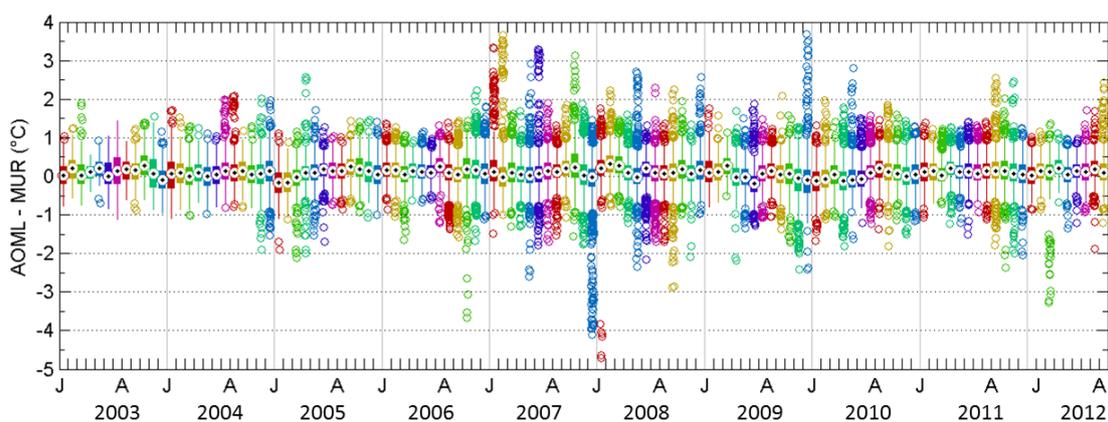


Figura 5.7: *Boxplots* mensais da diferença $TSM_{AOML} - TSM_{MUR}$ para todo o período de estudo. Os meses são representados pelas mesmas cores, ao longo dos anos. A marca no centro de cada *box* representa a mediana e os círculos, os *outliers*. As linhas verticais vão do 1º ao 3º quartis.

Muitos derivadores são utilizados para derivar os coeficientes dos algoritmos de estimativa de TSM, juntamente com boias fixas e radiômetros de campo (KILPATRICK et al., 2001). Acredita-se que este seja o caso para uma parte da base AOML, de modo que não se pode afirmar que as bases de temperatura AOML e MUR constituam medidas completamente independentes estatisticamente. No entanto, é virtualmente impossível identificar o conjunto de boias utilizadas para os cálculos de TSM. Além disso, os dois produtos comparados, a TSM_{AOML} e a TSM_{MUR} , são produtos derivados que resultam de operações de interpolação e correção. Assim, para os fins deste estudo, assumimos a independência das medidas. O grande conjunto de *match-ups* e as análises foram considerados válidos em fornecer uma visão da precisão regional da TSM_{MUR} .

5.3. Médias de longo termo (Climatologias)

Para reduzir a dimensionalidade da série temporal de 10 anos utilizada, foram calculadas médias mensais e sazonais das bases de dados, as quais serão referidas como climatologias. Assim, as climatologias mensais (sazonais) representam a média de todas as imagens daquele mês (daquela estação), ao longo da série. As estações do ano foram representadas por trimestres, correspondendo a:

- Verão: meses de Janeiro, Fevereiro e Março, ou abreviado por JFM;
- Outono: meses de Abril, Maio e Junho, abreviado por AMJ;
- Inverno: meses de Julho, Agosto e Setembro, abreviado por JAS;
- Primavera: meses de Outubro, Novembro e Dezembro, abreviado por OND.

5.3.1. Clorofila na superfície do mar

As médias climatológicas sazonais CHL estão representadas na Figura 5.8. Para realçar as variações da CHL a representação foi feita em escala logarítmica ($\log_{10}[\text{mg.m}^{-3}]$). As maiores concentrações estão localizadas na região costeira, aumentando em direção ao sul do domínio. Algumas regiões apresentam plumas que se estendem na direção S-SW, entre elas: Cabo de São Tomé (CST) e Baía de Guanabara, no Rio de Janeiro e Ilhabela, em São Paulo.

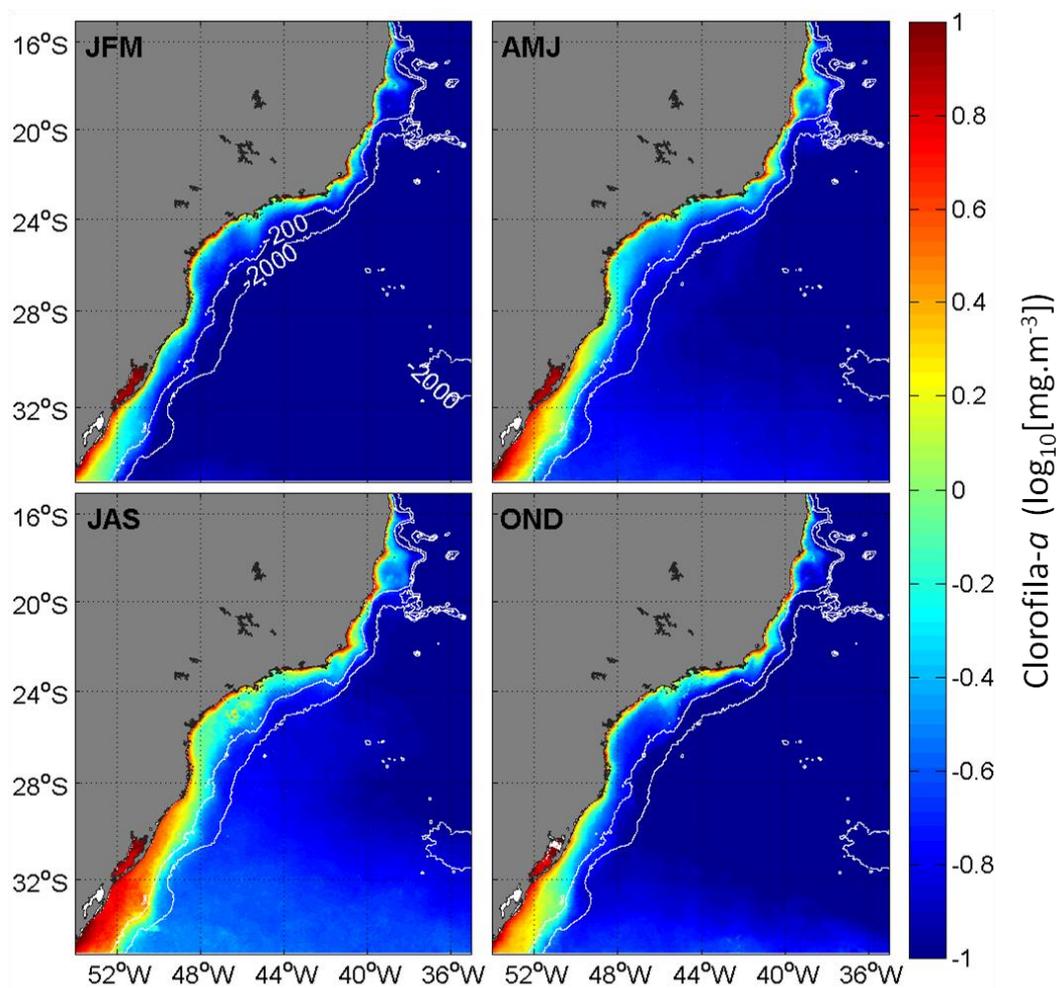


Figura 5.8: Climatologia sazonal da clorofila-a, representada pelo \log_{10} da sua concentração em $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ para realçar a variação espacial. São representadas as isóbatas de 200 e 2000m em branco.

A Figura 5.9 mostra, por subárea, a distribuição das concentrações médias de clorofila-a nos 120 meses do período estudado, agrupados como *boxplots* para cada mês. Nota-se o ciclo sazonal em todas as áreas, mas pode-se perceber a grande variabilidade interanual, principalmente nos meses de maior CHL. A área de Abrolhos apresentou concentração uma ordem de grandeza menor que a área Sul.

A plataforma continental no inverno tem concentrações de clorofila-a maiores que no verão, chegando a incrementos de 10 a 15 vezes na região Sul, conforme mostrado na Figura. Na região dos Abrolhos, o maior incremento ocorre no sul do banco, chegando a 5 (cinco) vezes. Na parte central da PCSE há um incremento localizado de aproximadamente 10 vezes. Investigando a média anual, nota-se que no ano de 2007 houve concentrações de clorofila-a mais altas principalmente sobre a plataforma sul e no sul da PCSE. A Figura A.1 do anexo traz as médias anuais de CHL.

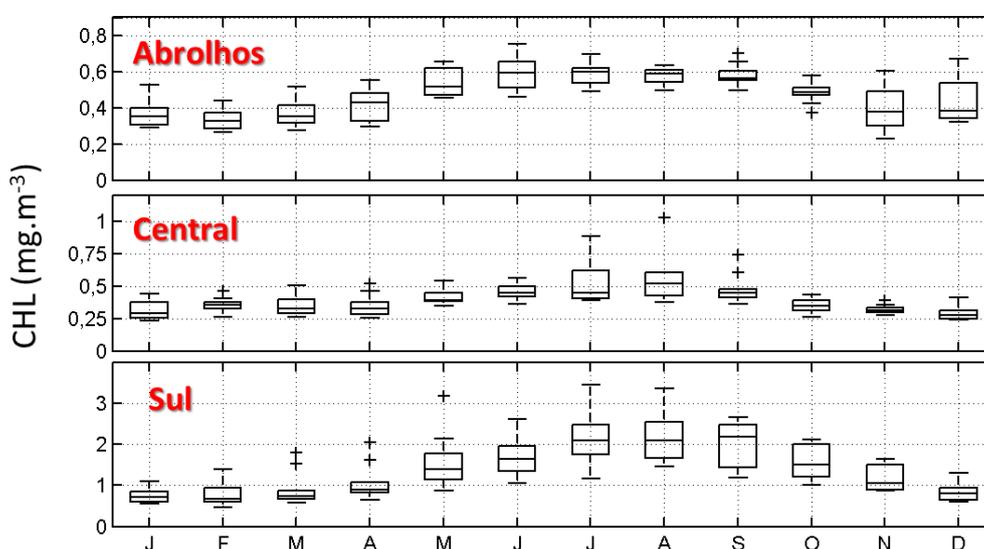


Figura 5.9: *Boxplots* da CHL média (mg.m⁻³) nas três áreas. Foram utilizados 120 meses, onde cada box representa a variabilidade interanual daquele mês. As escalas no eixo vertical são diferentes nas três áreas.

Os resultados da variação da clorofila concordam com os obtidos por Ciotti et al. (2010), que detectou a concentração de clorofila-a crescente para o sul, bem como o marcado ciclo sazonal, com a maior concentração no inverno e a menor no verão, em todas as áreas. Os autores analisaram a variabilidade usando 12 anos de imagens do sensor SeaWiFs. Analisando dados *in situ* da concentração de clorofila-a integrados na zona eufótica entre o CST e a Ilhabela, Kampel (2003) encontrou concentrações maiores no inverno

comparado ao verão, bem como concentrações maiores sobre a plataforma em relação ao talude.

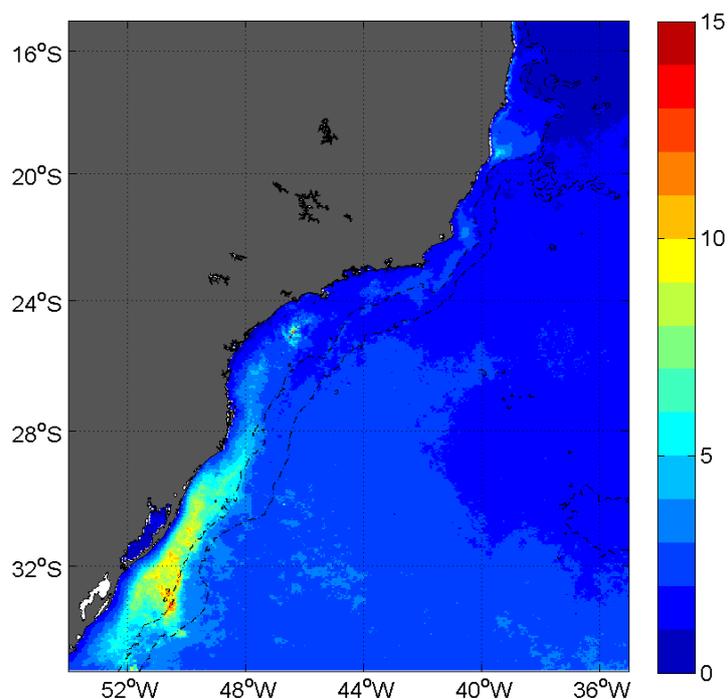


Figura 5.10: Razão Inverno/Verão da climatologia de CHL média para todo o período de estudo. As isóbatas são de 200m e 2000m.

5.3.2. Temperatura da Superfície do Mar

A climatologia sazonal de TSM_{MODIS} pode ser vista na Figura 5.11. Sazonalmente, a TSM é maior no verão, atingindo o mínimo no inverno. A temperatura decresce, em todas as estações, em direção ao sul. Sobre a plataforma continental, a temperatura é ligeiramente menor que na região mais profunda; próximo aos CF, CST e CSM, esta diferença é mais acentuada.

Sobre a plataforma sul encontram-se as maiores diferenças entre verão-inverno, ultrapassando os 10°C. O cenário observado na TSM_{MODIS} é praticamente o mesmo para a climatologia sazonal da TSM_{MUR} vista na Figura 5.27.

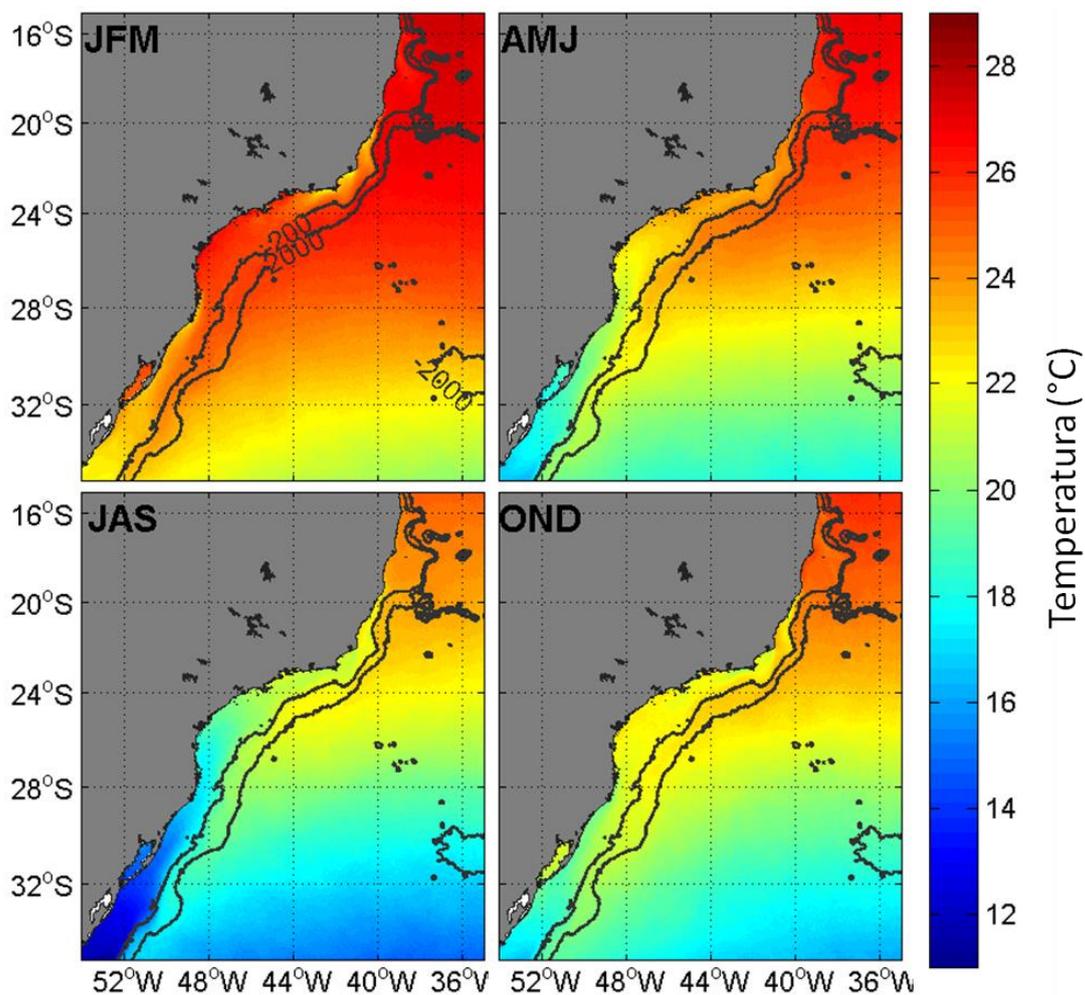


Figura 5.11: Climatologia sazonal da TSM_{MODIS}. As isóbatas representadas são de 200 e 2000 m, com a profundidade indicada no primeiro quadro.

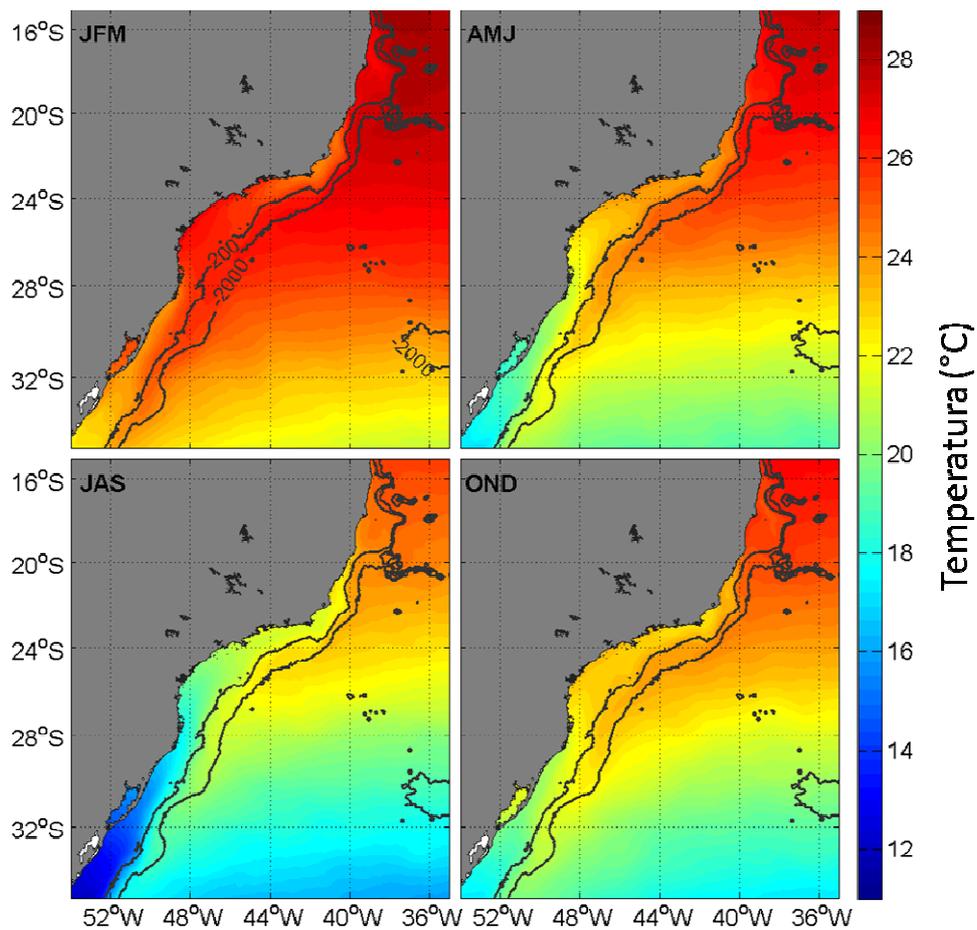


Figura 5.12: Climatologias de TSM_{MUR} representando as estações do ano na área de estudo. As isóbatas são de 200m e 2000m, com a profundidade indicada no primeiro quadro.

As diferenças médias e o desvio padrão da diferença entre as TSM_{MUR} e TSM_{MODIS} são mostradas na Figura 5.12, onde pode-se observar que em grande parte a TSM_{MUR} superestima a TSM_{MODIS} entre $0,5^{\circ}\text{C}$ e 1°C . Em certas regiões da plataforma continental a diferença foi de até $0,5^{\circ}\text{C}$. Diferenças maiores que 1°C (podendo chegar a $2,4^{\circ}\text{C}$) ocorreram nos locais das ressurgências costeiras de CF, CST, CSM, em Vitória e no SE do domínio. As regiões de ressurgências costeiras também apresentaram desvio padrão alto ($0,7-1^{\circ}\text{C}$), provavelmente pelo caráter intermitente das ressurgências (PALMA; MATANO, 2009). A superestimativa da TSM_{MUR} nos locais de ressurgência

pode ser relacionada ao mascaramento de nuvens conservador utilizado operacionalmente, que elimina píxeis duvidosos ao custo de eliminar regiões de ressurgência e frentes térmicas (EVANS, 2000; KILPATRICK et al., 2001). Melhores estimativas da TSM nas ressurgências podem ser obtidas por análise visual e seleção manual das imagens L2 diurnas quanto à presença de nuvens e, a partir destas, obter os píxeis representativos da ressurgência.

Apesar da escala gráfica da Figura 5.13-a apresentar valores de diferença média menores que zero, estas ocorreram apenas poucos píxeis localizados em algumas baías costeiras da PCSE e na foz do Rio Paraíba do Sul, não sendo possível ver na escala da figura. Temporalmente, a diferença e os desvios padrão não mostram um padrão sazonal (Figura 5.13-c), mas foram menores entre fevereiro e abril.

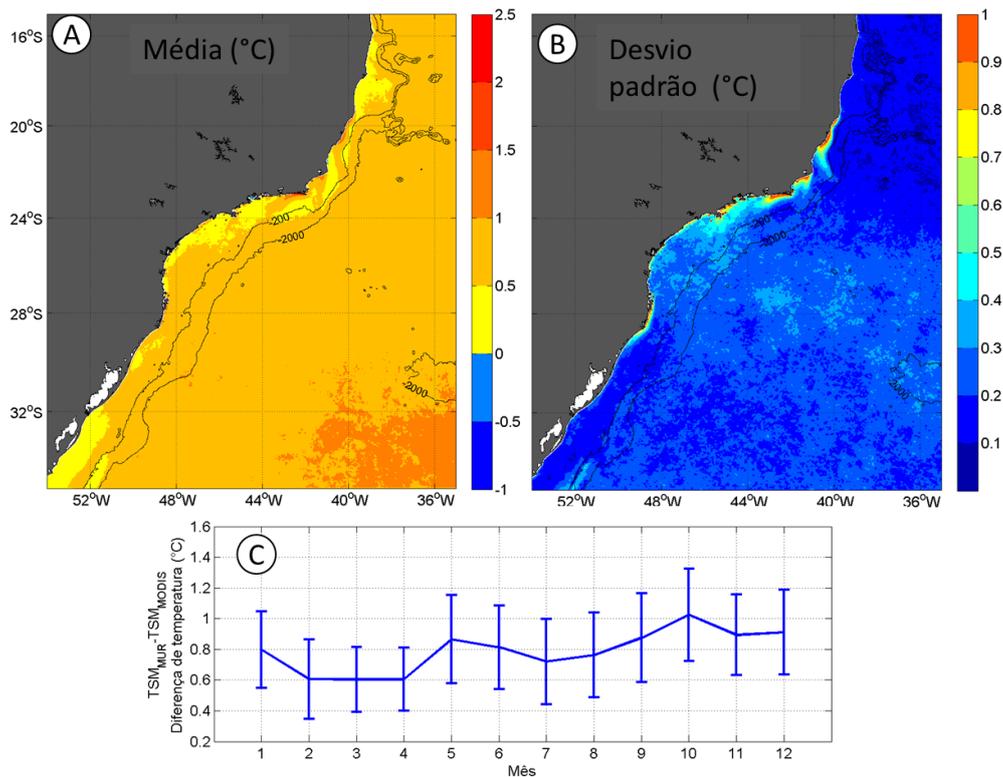


Figura 5.13: Diferença entre as climatologias mensais da TSM_{MUR} e TSM_{MODIS} , representada pela (A) média e (B) desvio padrão. (C) Série temporal da diferença, onde a curva representa a média e os traços verticais, \pm um desvio padrão, naquele mês climatológico. As isóbatas são de 200m e 2000m, com a profundidade indicada no primeiro quadro.

A Figura 5.14 ilustra a variação sazonal e latitudinal da TSM na forma de médias zonais da TSM_{MUR} , excluindo os píxeis das lagoas costeiras. Na região central (22-25°S) a plataforma é de 2°C a 2,5°C mais fria que a região profunda durante o verão e de 1°C a 1,5°C durante a primavera. Este sinal está associado ao fenômeno da ressurgência costeira. A plataforma fica gradativamente mais fria para o sul de 23°S, chegando a ser 4°C mais fria que a parte profunda no inverno graças à penetração da CCB (SOUZA; ROBINSON, 2004). Ao sul de 30°S as temperaturas menores na região profunda se devem a parte da Convergência Subtropical (PETERSON; STRAMMA, 1991).

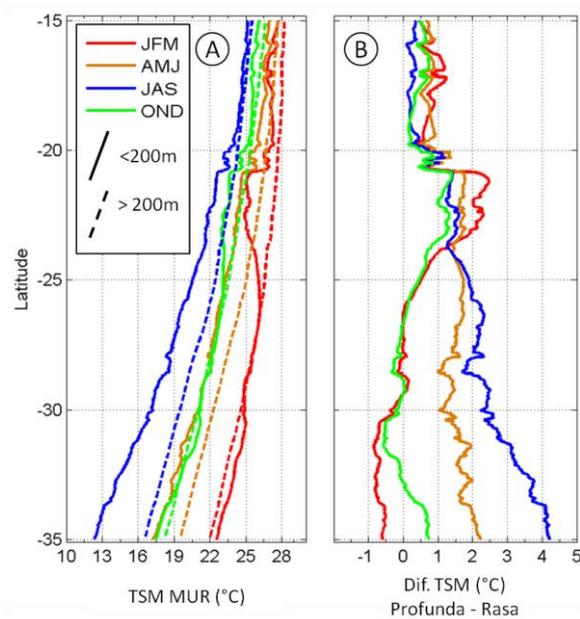


Figura 5.14: Médias zonais da climatologia sazonal da TSM_{MUR} . (A) As linhas contínuas representam a TSM sobre a plataforma (profundidades menor que 200m) e as linhas tracejadas, da região profunda (maior que 200m). (B) Diferença entre as TSM rasa e profunda.

A magnitude do gradiente para ambos os produtos de TSM MUR e MODIS pode ser vista na Figura 5.15. O gradiente foi calculado conforme as equações (1) e (2). Na imagem relativa ao produto TSM_{MUR} o maior gradiente térmico é notado sobre a isóbata de 200m, concentrado na faixa latitudinal de 20-24°S e ao sul de 30°S, ultrapassando $0,06^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. Na imagem que representa o produto TSM_{MODIS} a magnitude do gradiente mais alta e a distribuição ocupando toda a região de profundidade maior que 200m, indicam que houve desorganização espacial e alta magnitude do gradiente, sendo interpretado como influência da contaminação por nuvens e resíduos do mascaramento. A análise visual de algumas cenas confirmou que havia bordas de nuvens não mascaradas.

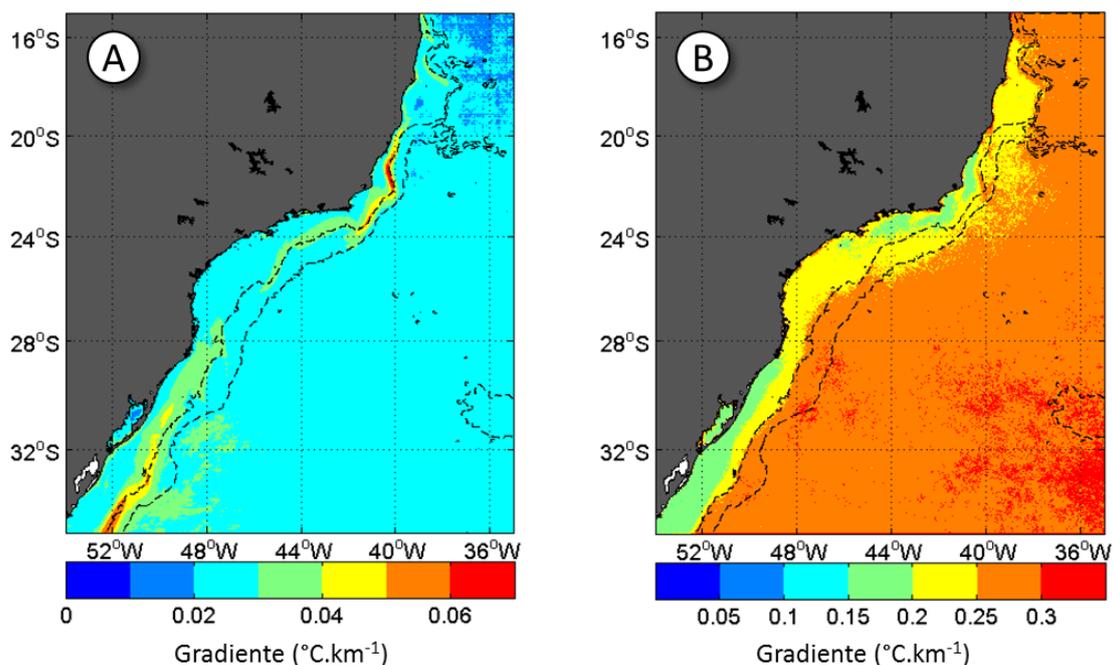


Figura 5.15: Magnitude do gradiente térmico ($^{\circ}\text{C.km}^{-1}$) dos produtos (A) TSM_{MUR} e (B) TSM_{MODIS}, calculado pela média de todas as imagens diárias do período 2003-2012. Notar as escalas diferentes nas duas imagens. As isóbatas representadas pelas linhas tracejadas são de 200 e 2000m.

A magnitude do gradiente nos píxeis classificados como frentes até o máximo de 2000m de profundidade pode ser vista na Figura 5.15, separada nas 3 subáreas. Observa-se uma distribuição bastante similar nos três (3) histogramas, com crescimento rápido da magnitude e decaimento lento. A probabilidade de encontrar gradientes maiores que $0,15^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ é menor que 1% em todas as áreas. O gradiente médio para a frente interna da CB obtido por Lorenzetti et al. (2009) foi de $0,3\pm 0,15^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, calculado pela diferença entre a TSM dos lados leste e oeste da frente interna da CB amostrados manualmente.

As estatísticas da magnitude do gradiente térmico de cada área podem ser vistas na Tabela 5.1. As regiões Sul e Central são similares entre si, enquanto a região de Abrolhos teve os menores valores.

Tabela **Error! No text of specified style in document.5.1**: Estatísticas descritivas da magnitude do gradiente térmico ($^{\circ}\text{C.km}^{-1}$) nas três subáreas de estudo obtido pela TSMMUR.

Área	Mínimo	Média	Mediana	Máx.	Desvio Padrão
Abrolhos	0,001	0,055	0,051	0,292	0,023
Central	0,001	0,064	0,057	0,334	0,031
Sul	0,001	0,066	0,059	0,366	0,033

Na área Central, onde ocorre a frente interna da Corrente do Brasil e seu jato (SILVEIRA, 2007), espera-se encontrar o maior gradiente térmico associado a estas feições. De fato, na latitude aproximada de 22°S há maior diferença entre a região profunda e rasa da área Central, de acordo com a Figura 5.14-b. Ainda há nesta latitude, aproximadamente, a localização do maior gradiente térmico médio, sobre a isóbata de 200m, de acordo com a Figura 5.15-a. O máximo gradiente encontrado na área central de $0,334^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ é comparável ao gradiente médio encontrado por Lorenzetti et al., (2009) para a frente interna da CB, embora os autores tenham encontrado gradientes máximos bastante mais elevados, chegando a $0,96^{\circ}\text{C.km}^{-1}$.

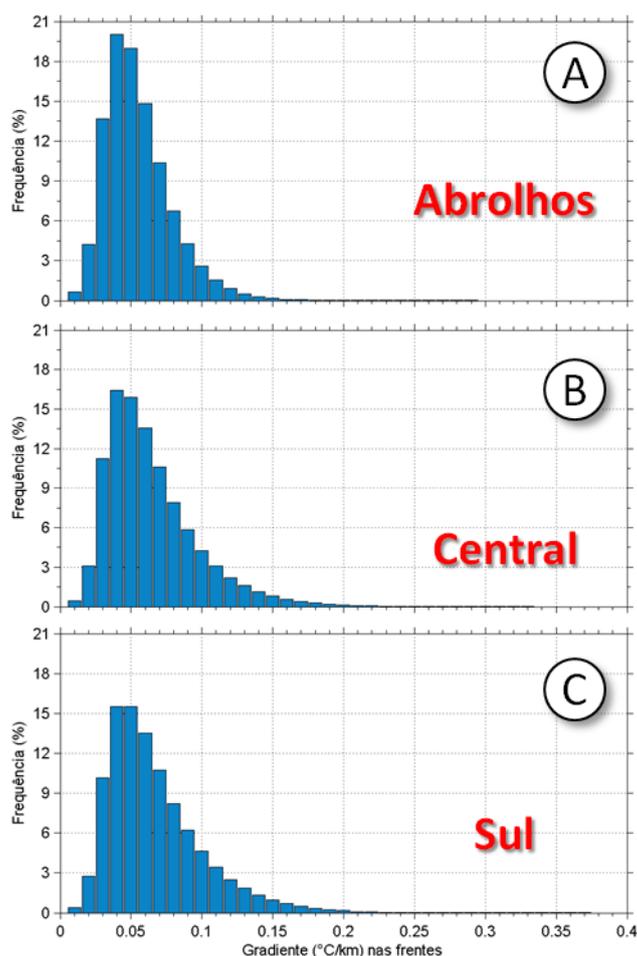


Figura 5.15: Gradiente térmico ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$) da TSM_{MUR} calculado nas frentes térmicas nas 3 regiões: (A) Abrolhos, (B) Central e (C) Sul. As barras tem $0,01^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ de largura. Foi computado o gradiente somente na zona entre 0 e 2000m de profundidade.

Um exemplo da superestimativa da TSM_{MUR} nas regiões de ressurgência pode ser vista na Figura 5.16, onde há forte ressurgência costeira em Vitória, no CST e no CF, com temperaturas abaixo de 18°C na $\text{TSM}_{\text{MODIS}}$ diurna processada, enquanto a TSM_{MUR} estima em maior que 22°C a temperatura da mesma região. Acredita-se que o mascaramento de nuvens padrão dos algoritmos de TSM operacionais das TSMs utilizadas pela base MUR (CHIN et al., 2013) possa associar *flags* de qualidade ruins para nuvens e ressurgências costeiras. Portanto, a TSM_{MUR} resultante superestima a temperatura nas zonas de

ressurgência por utilizar nestes locais medidas imprecisas, influenciadas pela medida da TSM-MW.

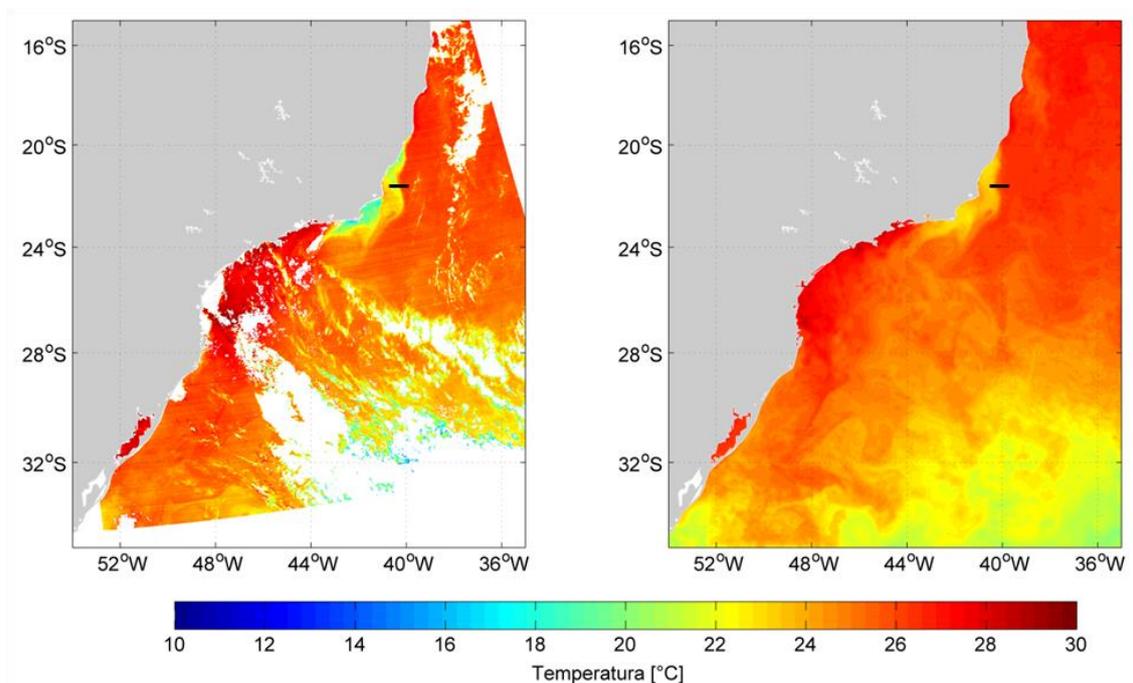


Figura 5.16: TSM do dia 31/12/2007 (A) estimada pelo MODIS/Aqua usando as passagens diurnas, após o pré-processamento e (B) produto MUR. A linha preta em (A) e (B) representa um transecto em aproximadamente 22°S com 83km de comprimento.

Acredita-se que a metodologia utilizada por Lorenzetti et al., (2009), ao escolher apenas imagens livres de nuvens e somente então derivar a TSM, processando-a para o Nível 1 (L1), possa ser o motivo de os valores de gradiente térmico encontrados pelos autores serem tão diferentes dos valores obtidos no presente trabalho. Com imagens livres de nuvens onde houvesse grandes diferenças de TSM entre plataforma e talude, como o exemplo da Figura 5.16-a, o gradiente térmico real pode ser maior que o estimado a partir da TSM_{MUR} . Esta afirmação pode ser comprovada comparando o gradiente

máximo encontrado no transecto mostrado na Figura 5.16, para as TSMs do dia 31/12/2007, cujos valores resultaram em $0,33^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ para a $\text{TSM}_{\text{MODIS}}$ e $0,15^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ para a TSM_{MUR} .

5.3.3. Ventos

Os ventos médios mensais da base CCMP foram agrupados em *boxplots* para cada mês climatológico e subárea. Na Figura 5.17 são mostrados os componentes U (zonal) e V (meridional) médios para cada área e na Figura 5.18 as intensidades. Os *boxplots* representam a variação interanual das medidas.

Na área de Abrolhos os ventos zonais são vindos de leste o ano todo. Nota-se a reversão na direção meridional, que passa de norte para sul entre abril e agosto. Na área central os ventos zonais também são predominantemente de leste. Na direção meridional no mês de maio a mediana indica ventos de sul. A área sul tem maior variação interanual na direção meridional, com ventos em ambos os sentidos. Entretanto, a componente zonal é marcadamente sazonal, com ventos de leste no verão e primavera e ventos de oeste no outono e inverno.

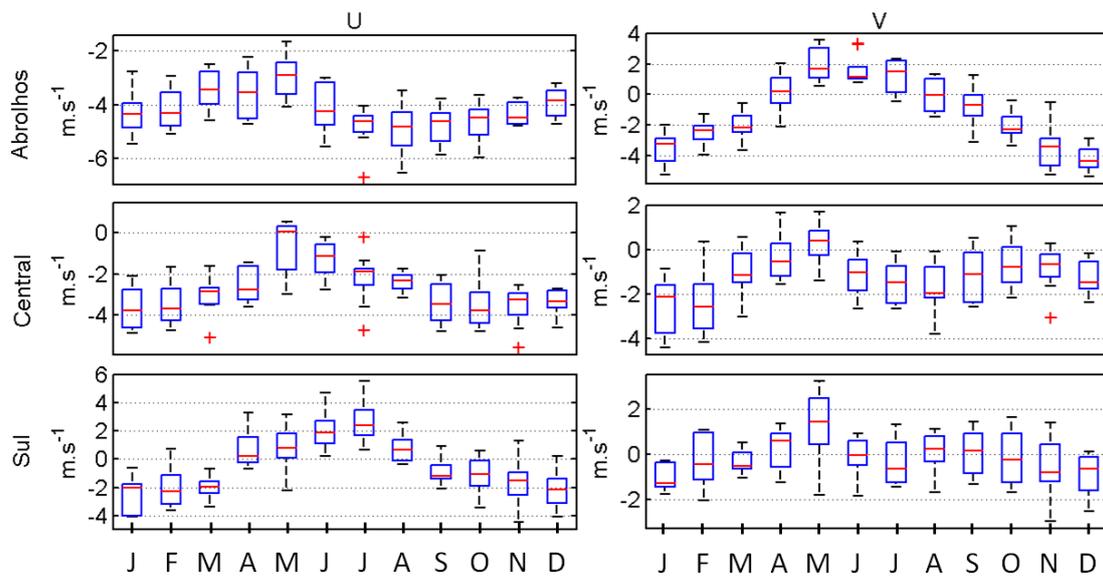


Figura 5.17: Médias de longo prazo das componentes zonal (U) e meridional (V) dos ventos médios do mês. Foram usados dados entre 2003-2011 provenientes do projeto CCMP (ver texto para sigla). As áreas são as identificadas na Figura 2.1. O *boxplot* segue a mesma configuração mostrada na Figura 5.64.4. Notar as diferentes escalas de intensidade do vento, no eixo vertical, em cada área.

O padrão climatológico dos ventos nas subáreas e estações do ano concordam com o obtido a partir de outras bases de dados (WAINER et al., 2012). Teixeira et al. (2013) descrevem o padrão de vento de forma similar para Abrolhos, com direção resultante vinda de NE na primavera e verão e SE no outono e inverno. Segundo Castro et al. (2006) a Alta Subtropical é a principal forçante dos ventos na região de estudo, levando ventos de E-NE (alísios) no verão entre 15-35°S. No inverno apenas a faixa ao norte de 25°S recebe os alísios, ao passo que ao sul desta latitude predominam os ventos de W-SW.

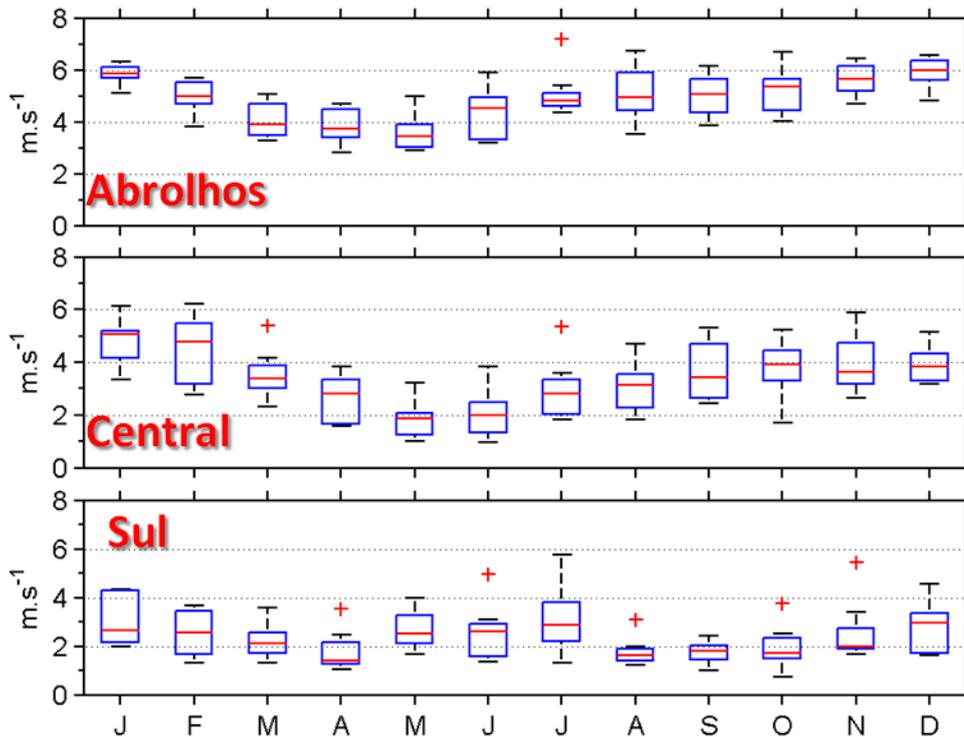


Figura 5.18: Intensidade ($m.s^{-1}$) dos ventos da base CCMP (sigla no texto), computados como a média mensal em cada subárea e mês, entre 2003-2011.

As intensidades dos ventos da Figura 5.18 mostram um padrão sazonal bem marcado em Abrolhos e na área central, com decréscimo entre janeiro e maio e um aumento menos acelerado de maio até o fim do ano. Na área Sul há dois mínimos, em setembro e em abril. Em Abrolhos os ventos decrescem até o mínimo em maio quando a mediana chega a $3,4m.s^{-1}$. O máximo ocorre em dezembro, com intensidade de $5,9 m.s^{-1}$. A maior variação interanual ocorre entre julho-outubro. A área Central passa pelo mínimo em maio, com mediana de $1,8 m.s^{-1}$ e máximo em janeiro, de $5,1 m.s^{-1}$. A área Sul tem a menor mediana em abril, com $1,4 m.s^{-1}$ e a maior mediana em dezembro, com $2,9 m.s^{-1}$. O mês de junho se destaca pela grande variação interanual.(Figura 5.18).

A média da área Sul, mesmo separada em componentes meridional e zonal, não capturou a reversão sobre a plataforma continental que ocorre no outono-inverno. Para melhor ilustrar, a Figura 5.19 apresenta as médias sazonais para a área Sul na forma de vetores e intensidade do vento. Nota-se o predomínio das direções E-NE na primavera e verão e as maiores intensidades nestes períodos, em oposição ao outono-inverno.

Como observação geral dos ventos médios calculados no presente trabalho, pode-se dizer que a variabilidade na escala sinótica pode apresentar valores muito superiores ou inferiores em relação aos máximos e mínimos observados nas climatologias apresentadas. Isso se deve à suavização de valores devida ao cálculo de médias.

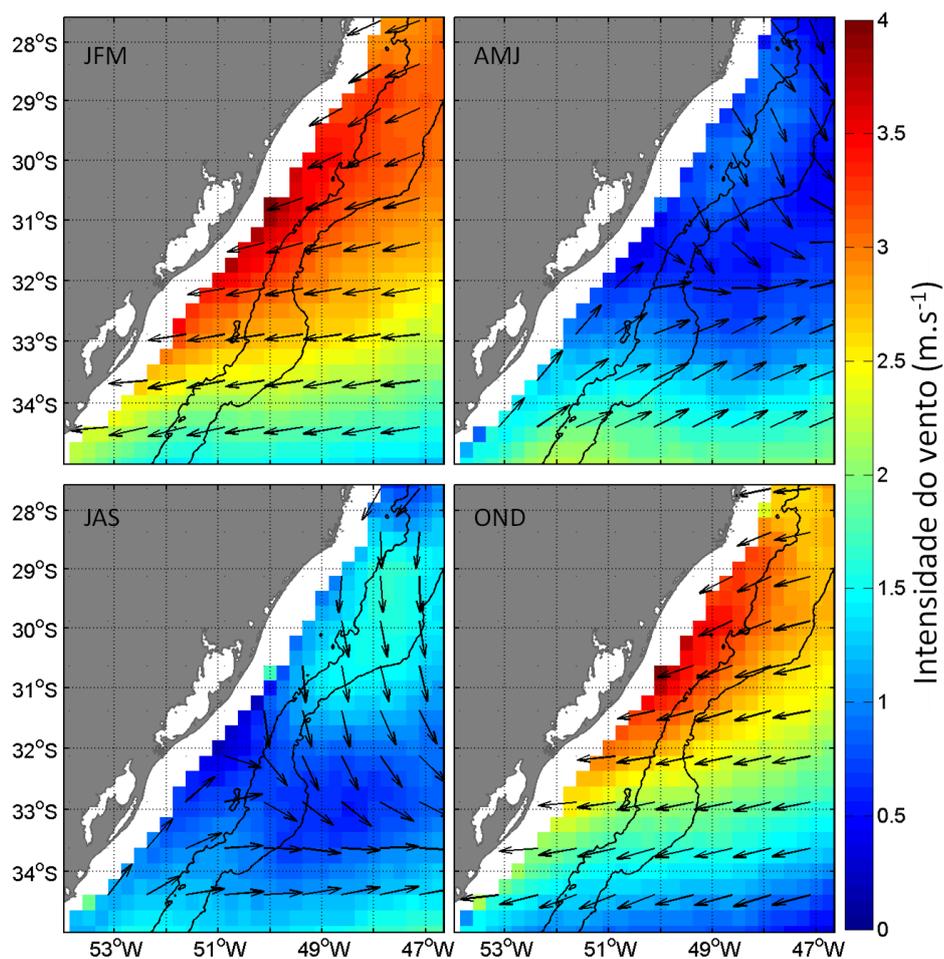


Figura 5.19: Climatologia sazonal da intensidade e direção do vento na área Sul., no período entre 2003-2011 (dados CCMP; ver texto para siglas).

5.3.4. Fluxos de calor oceano-atmosfera

O fluxo líquido de calor entre o oceano e a atmosfera para a área de estudo é apresentado na Figura 5.20, na forma de médias zonais para cada mês climatológico. Juntamente é mostrada a média zonal anual. Nas latitudes relativamente mais altas, o oceano começa a perder calor para a atmosfera (fluxos negativos) a partir de março, recomeçando a ganhar calor a partir de outubro. O período de perda de calor do oceano para a atmosfera é mais curto

quanto menor a latitude, iniciando-se em abril e terminando pouco antes de setembro ao norte de 18°S.

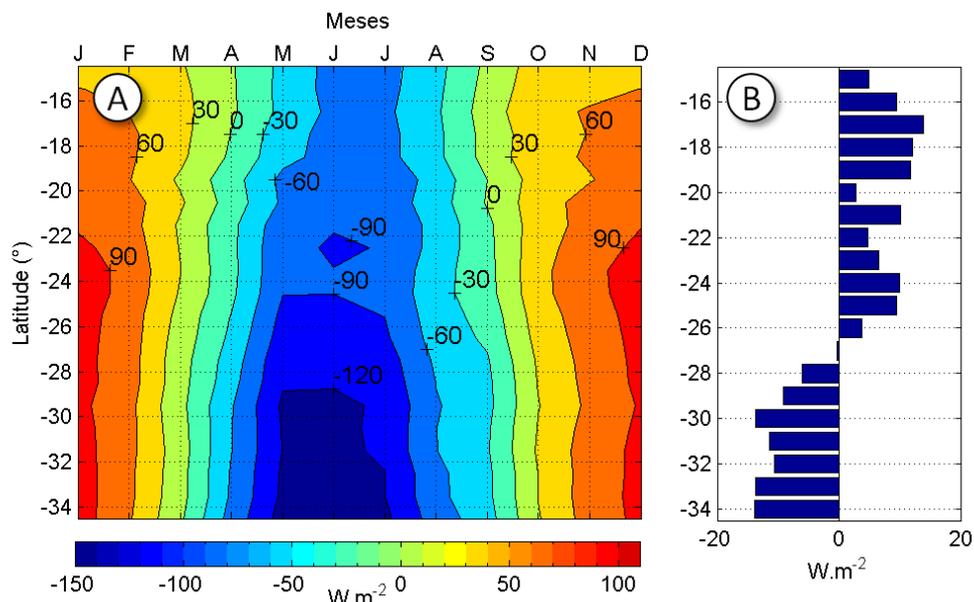


Figura 5.20: Fluxo de calor oceano-atmosfera líquido (W.m^{-2}) computado na forma de médias zonais para a área de estudos. (A) Fluxo climatológico mensal; (B) média anual. O fluxo é positivo no sentido atmosfera-oceano (oceano ganhando calor). A climatologia foi calculada considerando o período 1946-2006.

Observando a média zonal anual (Figura 5.20B), pode-se perceber a diferença entre o norte e o sul da área de estudo, tendo a latitude de aproximadamente 27°S como um ponto divisor. Esta latitude corresponde, aproximadamente, a do Cabo de Santa Marta. A distribuição segue a tendência global de maior aquecimento na região tropical, maior perda nas latitudes mais altas, refletindo o transporte de calor para altas latitudes (LARGE; YEAGER, 2008).

5.3.5. Frentes Térmicas

As frentes térmicas detectadas nos dados de $\text{TSM}_{\text{MODIS}}$ e TSM_{MUR} são mostradas na Figura 5.21, na forma de probabilidade percentual média para todo o período de estudo. Comparando-se os dois mapas é possível observar

que, de forma geral, a probabilidade percentual foi maior para o produto gerado pela TSM_{MUR} relativo ao produto gerado pela TSM_{MODIS}. Nota-se também mais ruído no produto gerado pela TSM_{MODIS}. Há mais passagens de sensores de alta resolução na TSM_{MUR} se comparado ao produto TSM_{MODIS}. Esta característica parece influenciar na melhor delimitação e representatividade das frentes térmicas nas imagens TSM_{MUR}.

A afirmação sobre o ruído no produto de frentes oriundo da TSM_{MODIS} (Figura 5.21-b) pode ser corroborada observando a média do gradiente para todo o período de estudo (Figura 5.15). Nesta figura pode-se notar que a TSM_{MODIS} permanece afetada por contaminação de nuvens, mesmo após a etapa de mascaramento. Como a detecção de frentes é sensível ao gradiente térmico, um número relativamente maior de falsas frentes pode ser detectado na TSM_{MODIS}. Estas falsas frentes detectadas em função da contaminação por nuvens aparecem espalhadas de forma aleatória nas imagens e geram ruído no produto final.

Diante do exposto, definiu-se utilizar as frentes térmicas detectadas nas imagens TSM_{MUR} nas análises seguintes. Os dados são apresentados na forma da probabilidade percentual de se encontrar uma frente térmica em determinado píxel, denominado %FNT.

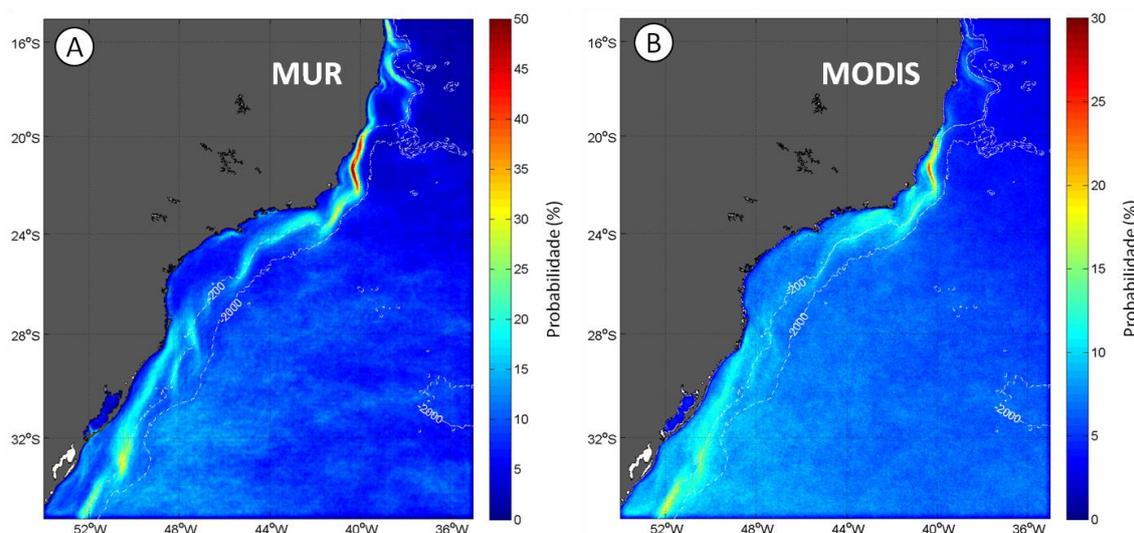


Figura 5.21: Probabilidade média de frentes detectadas considerando o período de estudo 2003-2012 (%FNT) e as séries temporais de imagens: (A) TSM_{MUR} e (B) TSM_{MODIS} . As isóbatas de 200 e 2000m estão representadas pelas linhas brancas tracejadas. As escalas são diferentes nas imagens.

Com o objetivo de detalhar os resultados da %FNT, serão apresentadas figuras para cada área separadamente – Abrolhos, Central e Sul, representando as respectivas climatologias sazonais. Adicionalmente, para realçar as regiões com maior incidência de frentes, o contorno da %FNT equivalente ao 90 percentil (p90) da média de cada área é realçado nas imagens. Foram consideradas significativas a 90% as frentes que ocorreram dentro dos contornos do p90, para efeito de análises posteriores.

A distribuição acumulada de frequências é mostrada, para cada área, na Figura 5.22. A sazonalidade da %FNT é diferente em cada área. Enquanto em Abrolhos as frentes mais intensas tornam-se mais raras no inverno, o contrário ocorre nas outras áreas.

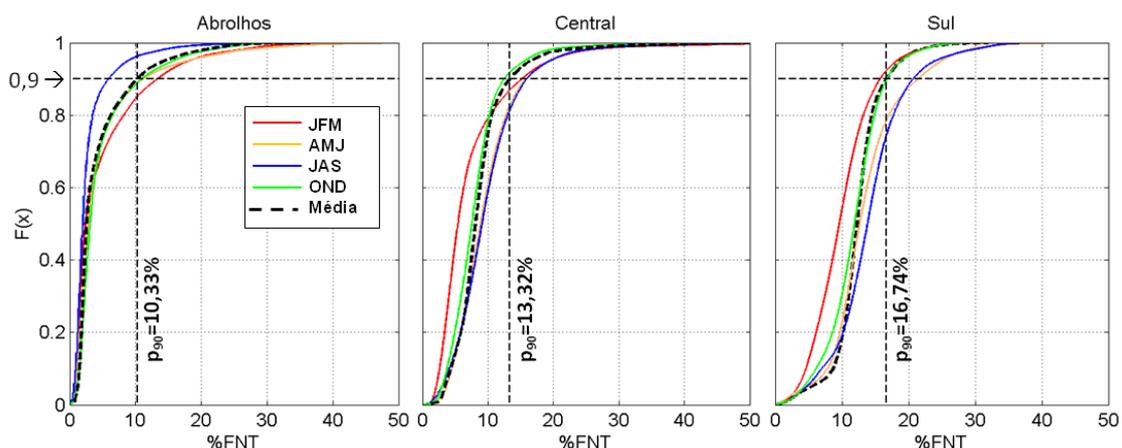


Figura 5.22: Distribuição de frequências acumuladas para a $\%FNT_{MUR}$ das climatologias sazonais e da média, nas áreas: (A) Abrolhos, (B) Central e (C) Sul. A linha tracejada vertical representa a probabilidade percentual de frentes correspondente ao 90 percentil da média temporal das frentes.

Área de Abrolhos

A distribuição geográfica das frentes térmicas na região de Abrolhos (Figura 5.23) mostra a diminuição da probabilidade das frentes no inverno, em concordância com a distribuição acumulada de frequências. A concentração de frentes na quebra da plataforma do banco Royal Charlotte (RC) e dos Abrolhos é maior no primeiro semestre do ano, assim como as frentes na foz do Rio Caravelas e ao sul deste.

A circulação no BA foi estudada por Lessa e Cirano (2006) entre 2002-2003, com medidas de correntes e ventos nos canais de Sueste e Abrolhos. Os ventos de tempo bom (de N-NE-E) foram mais intensos (média de $5,6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e predominaram no período de outubro a março, enquanto ventos de tempestade (SE-S-SW) foram mais frequentes no inverno, com intensidade menor ($3,3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Os autores mostram a importância dos ventos sinóticos na circulação, com os ventos locais e a maré tendo importância menor. Duas situações são bem características, em conformidade com a deriva de Ekman: com ventos de N-NE, o fluxo para SW causou redução do nível do mar,

enquanto a elevação do nível do mar ocorreu com ventos de S-SE impulsionando o fluxo para NE.

Através da modelagem da interação da maré com a topografia complexa dos bancos de AB e RC, Pereira et al. (2005) mostraram que há ressurgência (subsidência) da ACAS nos flancos sul (norte) dos bancos AB e RC, por efeito do fluxo da maré barotrópica perpendicular às isóbatas. Apesar de subestimadas em até uma (1) ordem de grandeza devido à simplificação da batimetria, as correntes barotrópicas residuais em superfície mostram que há convergência (divergência) nos flancos norte (sul) dos bancos AB e RC (Fig. 6 em PEREIRA et al., 2005), coincidindo com as regiões de grandes %FNT próximo da quebra de plataforma. Segundo Teixeira et al. (2013) o fluxo perpendicular às isóbatas é fraco e dominado pela maré, além de ocorrer, sobre o Banco dos Abrolhos, amplificação da maré e convergência em superfície na plataforma interna em frente ao estuário de Caravelas.

A grande %FNT da região da quebra de plataforma pode ser relacionada à interação da CB com a plataforma no seu sítio de origem (SOUTELINO et al., 2013), cisalhando e convergindo com a água de plataforma constantemente misturada por ação das marés (PEREIRA et al., 2005) e do vento (CASTRO et al., 2013). A variação sazonal da intensidade das frentes da região dos Abrolhos encontrada no presente trabalho pode ser hipoteticamente explicada da seguinte maneira. A redução da estratificação das águas superficiais na região oceânica durante o inverno torna a temperatura mais próxima da temperatura das águas bem misturadas de plataforma, levando à redução da formação de frentes. No verão o oposto ocorre, havendo maior contraste entre as águas oceânicas mais estratificadas e as águas misturadas de plataforma, aumentando a probabilidade de haver frentes. Estas hipóteses não foram testadas, mas são possíveis, visto a variação do fluxo de calor mostrada na Figura 5.20, que indica perda de calor pela superfície na latitude do AB (15-20°S) já a partir de março-abril, época em que se nota %FNT bastante baixa na região. No flanco sul dos bancos AB e RC é esperada a ressurgência da ACAS

por efeito da maré e a divergência em superfície das correntes residuais (PEREIRA et al., 2005), motivo pelo qual as frentes térmicas não se formariam em JAS e OND ou seriam reduzidas em AMJ quando a estratificação das águas da região oceânica enfraquece.

Bem próximo à costa são detectadas zonas com grande %FNT no verão e relativamente menores no segundo semestre, principalmente ao sul de 18°S e na foz dos rios Caravelas e Doce. Uma hipótese é que esta zona frontal seja resultado da convergência em superfície entre águas mais frias na zona costeira e mais quentes sobre a plataforma, que podem ser vistas na climatologia de TSM da área de Abrolhos (Figura A.3). Do lado costeiro destas frentes as águas mais frias são oriundas de ressurgências costeiras e da pluma do Rio Doce (KNOPPERS et al., 1999). A pluma do Rio Doce migrando para o norte é visível em imagens Landsat/TM mesmo na época de menor vazão entre maio e outubro (ZOFFOLI et al., 2011). Estas plumas costeiras derivam para norte por geostrofia e ficariam confinadas na zona costeira sob o efeito da corrente para a costa resultante dos ventos do quadrante E, predominantes para a região de acordo com a Figura 5.17 e com os estudos de Lessa e Cirano (2006) e Castro et al. (2013). O mesmo raciocínio é válido para o rio Caravelas, que forma uma frente detectável junto à sua foz e para o norte desta, durante todo o ano, porém com %FNT bastante reduzida no inverno. A vazão de ambos os rios é menor durante o inverno (JENNERJAHN et al., 2010; ANDUTTA, 2011) reforçando a ideia de redução da %FNT devido às frentes formadas pela pluma fluvial durante este período do ano. O trabalho de Segal et al. (2008) também mostra que o transporte de sedimentos do rio Caravelas não chega até o Parcel dos Abrolhos, a 40km da foz, caracterizando o confinamento da pluma junto à costa como observado na %FNT.

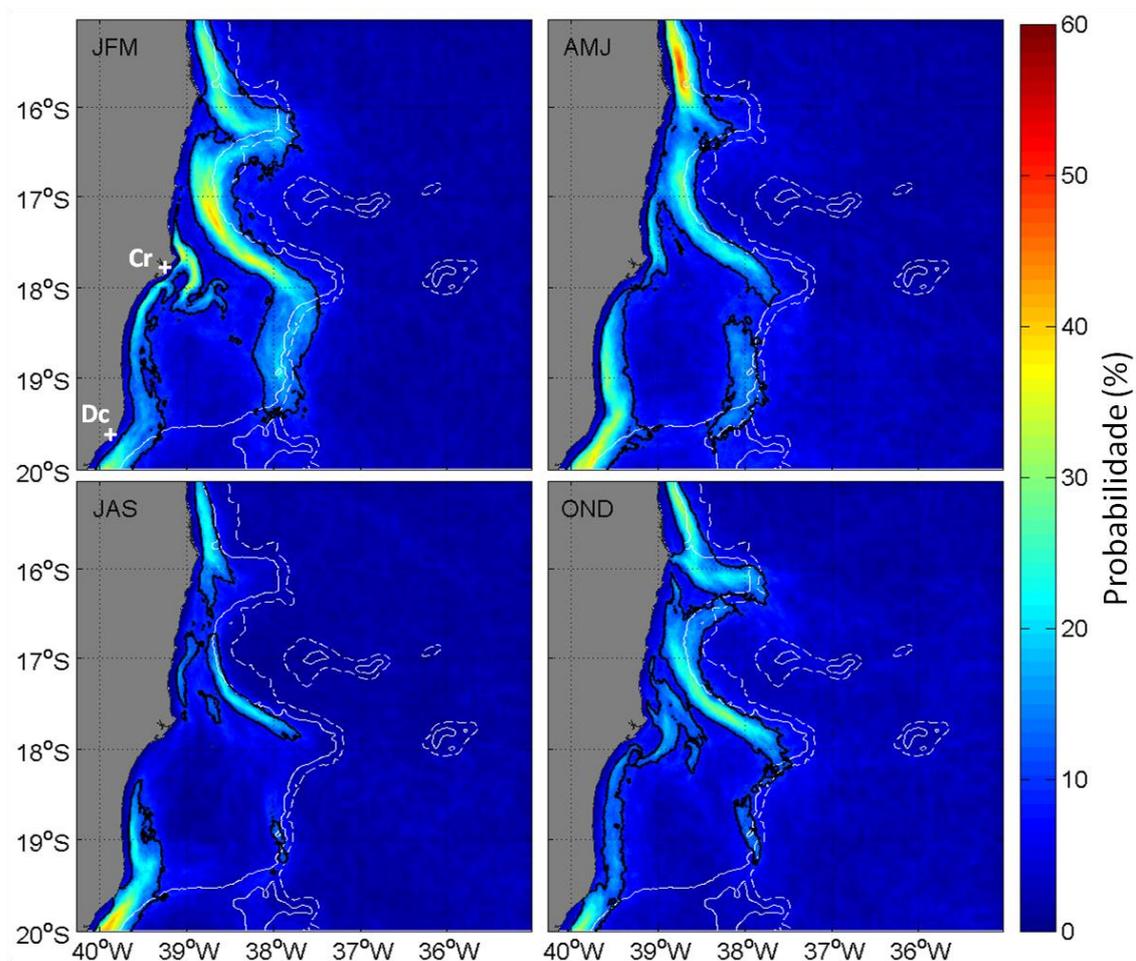


Figura 5.23: Climatologia sazonal da probabilidade $\%FNT_{MUR}$ para a região de Abrolhos. As isóbatas de 200 (contínua) e 2000m (tracejada) estão traçadas em branco. A linha contínua preta representa o p90 (ver texto para sigla) médio da área, igual a 10,33%. As siglas no primeiro quadro significam: Cr=foz do Rio Caravelas; Dc=foz do Rio Doce.

Segundo Shimada et al. (2005) o SIED não responderia bem à baixos gradientes térmicos tampouco é recomendável para detectar frentes curvilíneas ou próximas à costa. Entretanto, observa-se que na área de Abrolhos, onde os gradientes térmicos foram os mais baixos das três áreas (de acordo com a Tabela 5.1 e Figura 5.15) houve detecção de frentes inclusive bem próximas ao litoral, como na foz do complexo estuarino Caravelas-Peruíbe.

Área central

A Figura 5.24 mostra a frente interna da Corrente do Brasil em praticamente toda a extensão N-S da área central. Esta frente está representada pela larga faixa desde o extremo NE da área central, próximo à Vitória-ES, até o sul na longitude aproximadamente 45° . Na parte norte, pode ser observado entre $20-22^{\circ}$ S a alta probabilidade (%FNT maior que 50) da presença da frente da CB sobre a quebra de plataforma, orientada na direção N-S. O espalhamento zonal da faixa ocupada pela CB reflete a variabilidade na sua posição, com a tendência de localização média da frente interna sobre a isóbata de 200m, como observado por SILVEIRA et al., (2008). Na longitude do CF ocorre a inflexão da linha de costa e, a oeste deste ponto o espalhamento do %FNT se dá preferencialmente na direção meridional. No verão, e em menor escala na primavera, as frentes ao sul do Rio de Janeiro encontram-se mais próximas da costa, ocupando uma grande extensão da plataforma média, como também observado por Lorenzetti et al. (2009).

Em três regiões, a configuração das frentes assemelham-se a uma circulação ciclônica: (i) a leste-sudeste do CST (aproximadamente $22^{\circ}30'S$; $40^{\circ}30'W$) durante todo o ano; (ii) ao sul do CF (aproximadamente $24^{\circ}S$; $42^{\circ}W$), também durante todo o ano; (iii) ao largo da Ilhabela sobre a isóbata de 200m (aproximadamente $26^{\circ}S$; $46^{\circ}W$), vista no outono e inverno. O desenvolvimento dos vórtices e meandros frontais da CB são favorecidos pelo cisalhamento vertical da CB e da CCI (SILVEIRA et al., 2008), com forte contribuição da mudança de orientação da linha de costa no CF (CAMPOS, 1995; SCHÄFER e KRAUSS, 1995). Os meandramentos e vórtices tem potencial de interagir com a ressurgência costeira e de quebra de plataforma (SCHMID et al., 1995; CALADO et al., 2010; PALÓCZY et al., 2013), advectando águas costeiras ricas em clorofila (BENTZ et al., 2004). Castelão et al. (2004) mostra a importância dos meandros e vórtices frontais da CB para aproximar a ACAS da superfície e trazê-la para a plataforma, condição inicial para a formação da

ressurgência costeira quando os ventos favoráveis causem bombeamento suficiente.

Silveira et al. (2008) encontraram o fluxo médio da CB localizado ao longo da isóbata de 1000m entre o CST e o CF, usando medidas diretas de corrente e seções de velocidade geostrófica geradas por dados hidrográficos. Os autores também utilizaram 51 frentes térmicas da CB digitalizadas manualmente de imagens termais para caracterizar os comprimentos de onda característicos dos meandros da CB, utilizando a isóbata de 200m como um referencial. Os comprimentos de onda mais significativos foram 266km e 338km. A frente térmica interna da CB e seu núcleo de velocidades, embora associados, estavam separados. Uma estimativa de distância média de 50km entre estas, o núcleo de velocidades e a frente térmica interna foi obtida por Valério et al. (2011). Foram digitalizadas frentes a partir de imagens de TSM e saídas de modelo para computar a posição do núcleo de velocidades. Porém, de acordo com os autores, o próprio modelo poderia estar errando em 30km a posição das feições.

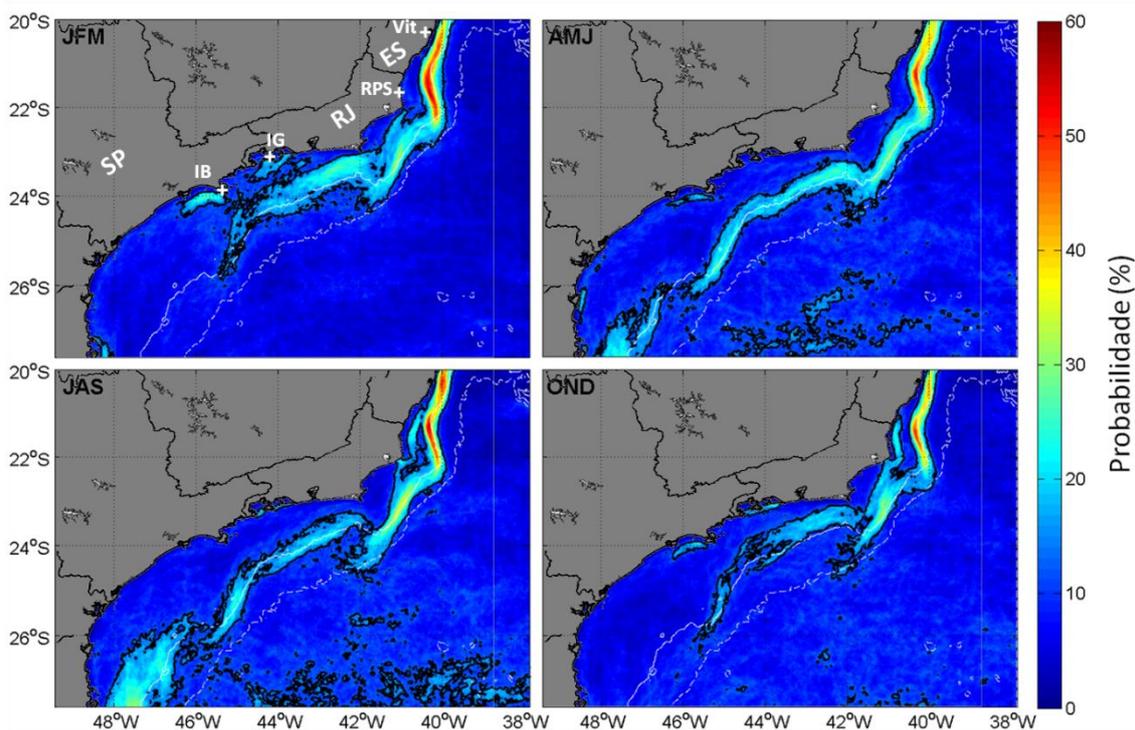


Figura 5.24: Climatologia sazonal da probabilidade %FNT_{MUR} para a área central. As isóbatas de 200m (contínua) e 2000m (tracejada) estão sobrepostas em branco. A linha contínua preta representa o p90 (ver texto para sigla) médio da área, igual a 13,32%. As siglas representam os estados ES=Espírito Santo, RJ=Rio de Janeiro e SP=São Paulo, além dos pontos de Vit=Vitória, RPS=Rio Paraíba do Sul, IG=Ilha Grande e IB=Ilhabela.

A oeste da Ilhabela-SP observa-se significativo %FNT no verão, ocupando uma grande área, bem como no outono e primavera em menor extensão. De acordo com a climatologia de TSM da região (Figura 5.27), há predomínio de temperatura relativamente mais alta (0,37°C em média) no lado interno da frente comparado à água mais fria sobre a plataforma média. Esta água mais fria tanto pode ser resultante da mistura de águas ressurgidas em Cabo Frio, que são advectadas para sul pela parte central da plataforma (CERDA; CASTRO, 2013), como da água fria vinda pelo sul da PCSE no inverno (SOUZA; ROBINSON, 2004). A climatologia de verão de Rezende (2003) e mostrada em Castro et al. (2006) exhibe águas quentes sobre o litoral norte de São Paulo, na proximidade das frentes detectadas, em concordância com a

climatologia de verão obtida pelo presente trabalho. A água em superfície ao largo da Ilhabela e Santos, de acordo com a climatologia de Rezende (2003) são mais quentes (maior que 27°C) e menos salinas (menor que 35) que a água adjacente, possivelmente oriundas do complexo estuarino de Santos. De acordo com Castro (2013), a PCSE permaneceria bem misturada, não fosse a advecção de águas pouco salinas do aporte continental, na plataforma interna, ou a intrusão da ACAS, na plataforma média. Desta forma, especula-se que estas frentes separem água costeira com estratificação pela menor salinidade, da água da plataforma média e externa bem misturada. O mesmo raciocínio seria aplicável sobre as frentes observadas ao largo do Canal da Ilha Grande-RJ e Baía de Sepetiba. Em Castro et al. (2006), as frentes de salinidade na desembocadura do canal da Ilha Grande são mostradas em detalhe, com diferenças de 2-2,5, com águas menos salinas saindo do canal. Kampel (2003) também detectou temperaturas altas (maior que 26°C) e salinidades baixas (menor que 34,8), resultando em uma frente de densidade (menor que 23 kg.m⁻³) em frente à Ilha Grande.

Enquanto no outono e inverno no sul da PCSE (48°W e ao sul de 26°S) há presença de uma zona de significativo %FNT, o mesmo não pode ser observado no verão e primavera. A hipótese para a ocorrência destas frentes sobre a plataforma externa está associada à reversão dos ventos sobre a plataforma Sul no segundo semestre e migração das águas frias para N (PALMA et al., 2008; CAMPOSEP. C. et al., 2013). Outra hipótese diz respeito ao ciclo sazonal de aquecimento e a defasagem deste entre plataforma e talude. Como mostrado por Lorenzetti et al. (2009) há certa inércia térmica quanto mais profunda a coluna d'água nesta região. Assim, a plataforma resfria-se primeiro que o talude. Até o mês de março nota-se pouco contraste térmico na zona entre 26-28°S, conforme a Figura 5.27. O contraste térmico é maior a partir do outono no sul da PCSE, pois a partir de abril o oceano está perdendo calor para a atmosfera como ilustra a Figura 5.20.

Area sul

A climatologia das frentes da região Sul é mostrada na Figura 5.25. No outono e inverno a área ocupada pelo %FNT maior que o 90 percentil (p90) é maior que no verão e primavera, em concordância com a distribuição estatística mostrada na Figura 5.22. No verão e primavera, concentram-se frentes em águas com profundidades entre 50 e 100m, localizadas desde o CSM até a latitude 32°S, onde curvam-se para *offshore* acompanhando a topografia até a isobata de 200m. Ainda no verão e primavera ocorre também uma concentração de frentes costeiras ao sul da Lagoa dos Patos. No outono e inverno o %FNT passa a ocupar mais porções da plataforma média e desaparecem as frentes costeiras próximas ao deságue da Lagoa dos Patos.

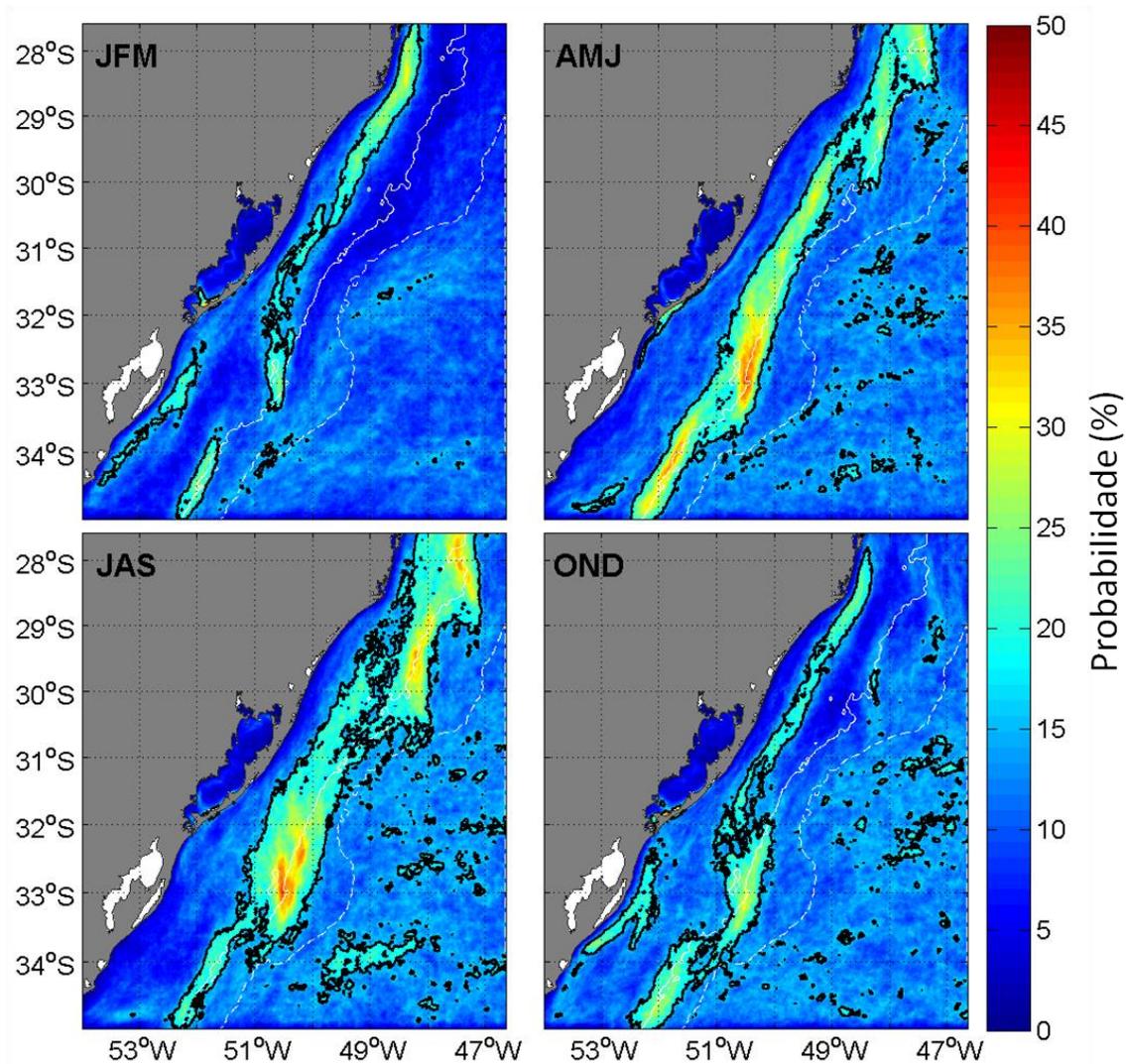


Figura 5.25: Climatologia sazonal da probabilidade $\%FNT_{MUR}$ para a área sul. As isóbatas de 200 (contínua) e 2000m (tracejada) estão sobrepostas em branco. A linha contínua preta representa o p90 (ver texto para sigla) médio da área, igual a 16,74%. Notar que a escala de probabilidade é diferente das figuras anteriores.

Durante a primavera e o verão, a plataforma sul é influenciada pela ressurgência costeira do CSM e pela CB na plataforma externa (CASTRO et al., 2006). A ocorrência da ressurgência costeira ao sul do CSM é estudada por Campos et al. (2013) com dados *in situ* e utilização de modelos. Os autores propõem que a ressurgência ao sul do CSM é favorecida pelo alargamento da

plataforma continental para o sul, que modifica o gradiente de pressão barotrópico e promove um fluxo para a costa nas camadas de fundo da plataforma. Este fluxo bombeia a ACAS para a plataforma e os ventos favoráveis de NE, mais frequentes no verão e primavera, causam a ressurgência. Estima-se que os altos %FNT na primavera e no verão são devidos à separação entre a água influenciada pela ressurgência costeira e a Água Tropical, que podem formar uma frente com intenso gradiente em áreas mais rasas que a isóbata de 200m.

A reversão dos ventos de NE, no verão e primavera, para ventos de S no inverno, sobre a área sul (Figura 5.19), exerce forte influência na dinâmica da plataforma continental (PIOLA et al., 2008). As descargas de água doce do Rio da Prata e Lagoa dos Patos trazem aporte de nutrientes e atuam como uma forçante de estratificação na plataforma continental sul (CIOTTI et al., 1995). Ao sul de 33°S, ocorre a Água Subantártica de Plataforma (ASAP); ao norte de 33°S ocorrem duas formas da Água Subtropical de Plataforma (ASTP), uma mais salina além dos 90m de profundidade e outra variedade, mais próxima da salinidade da ACAS, na zona mais rasa que 50m (PIOLA et al., 2000). A migração de águas com as características da ASAP para norte no inverno foi referida na literatura como a Corrente Costeira do Brasil (CCB), que pode chegar a ultrapassar a latitude do CSM (SOUZA; ROBINSON, 2004). No verão a ASAP fica restrita as latitudes mais altas da área sul, embora eventuais curtas excursões possam ocorrer em resposta a eventos de ventos de sul (MÖLLER JR. et al., 2008), alcançando em média 32°S (PIOLA et al., 2008). Durante o outono e inverno, as frentes observadas no presente trabalho se afastariam da costa em resposta a migração para o norte e ocupação da superfície da plataforma continental pela ASAP. Na climatologia de inverno da Figura 5.25 a presença da ASAP pode ser associada às temperaturas abaixo de 17°C.

Baseado na configuração espacial das frentes da região sul e na climatologia de TSM, foram feitas as seguintes associações. Acredita-se que durante o

verão e primavera as frentes sobre a plataforma continental ao norte de 32-33°S separem a variedade menos salina da ASTP, produto da mistura com a água de ressurgência (MÖLLER JR. et al., 2008) da Água Tropical, transportada pela CB. A assinatura da CB e da zona de mistura decorrente da ressurgência costeira da ACAS no verão podem ser vistas na Figura 5.26 e na climatologia de TSM na Figura 5.27. Ainda no verão, ao sul de 32°S a plataforma continental média (entre aproximadamente 50-200m de profundidade) sofreria influência da pluma do Rio da Prata, conforme a mistura detectada por Möller Jr. et al. (2008) que forma a ASAP. Desse modo, as frentes costeiras detectadas ao sul da foz da Lagoa dos Patos podem estar associadas ao gradiente formado entre a pluma das águas da Lagoa dos Patos, aquecidas na superfície, e as águas frias da plataforma média. Ao sul de 33°S as frentes na quebra de plataforma (200m) separariam a extensão sul da CB, no lado *offshore* da frente, da ASAP sobre a plataforma.

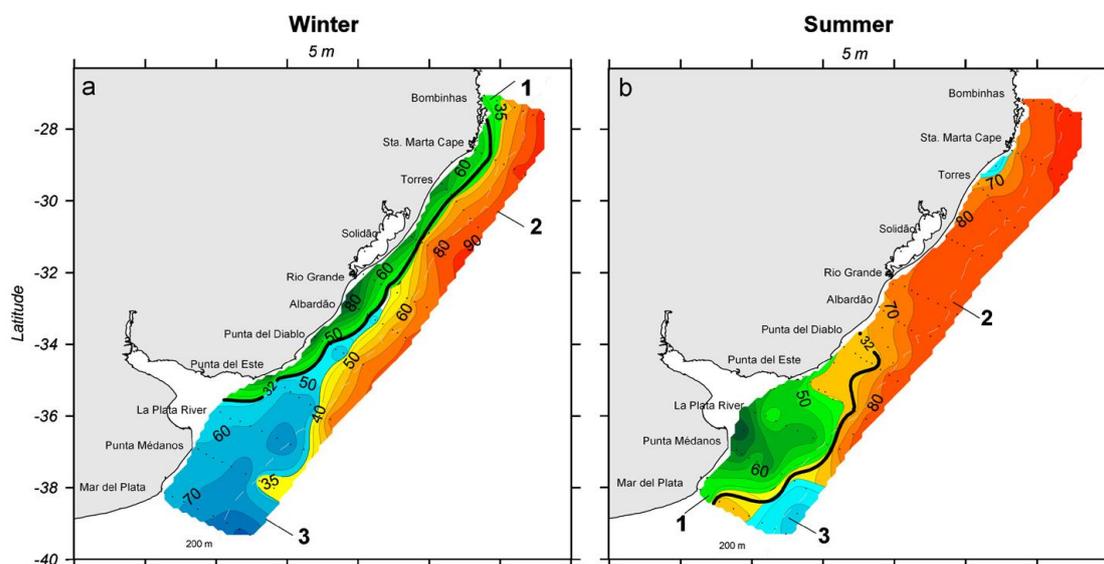


Figura 5.26: Percentual de mistura de massas d'água a 5m de profundidade para o (a) inverno e (b) verão. Os tons verdes correspondem à mistura da água do Rio da Prata, os tons vermelhos, à Água Tropical e os tons azuis, à Água Subantártica de Plataforma. Ao sul do CSM no verão há presença de água de ressurgência.

Fonte: Extraído de Möller Jr. et al. (2008).

A análise de 9 (nove) anos (1987-1995) de dados AVHRR da região da CBM feita por Saraceno et al. (2004) mostrou frentes na quebra da plataforma continental sul mais frequentes no inverno e mais raras no verão. Segundo estes autores as frentes eram controladas pela topografia, seguindo a isóbata de 300m entre 32-36°S por força da vorticidade potencial. Ao norte de 32°S as frentes mais *onshore* foram atribuídas ao gradiente térmico formado pela penetração da CB sobre a plataforma continental. Diferente do presente trabalho, Saraceno et al. (2004) não encontraram frentes entre 31-34°S durante o verão possivelmente porque o método utilizado pelos autores não foi sensível a regiões de gradiente baixo.

Como objetivo de investigar a relação entre as frentes térmicas e a distribuição de clorofila-*a* na área Sul, foi calculada a razão entre as CHL climatológicas de inverno e verão. A esta razão, foi sobreposta a zona de ocorrência das frentes mais significativas (maior que p90) no inverno e o resultado é mostrada na Figura 5.27.

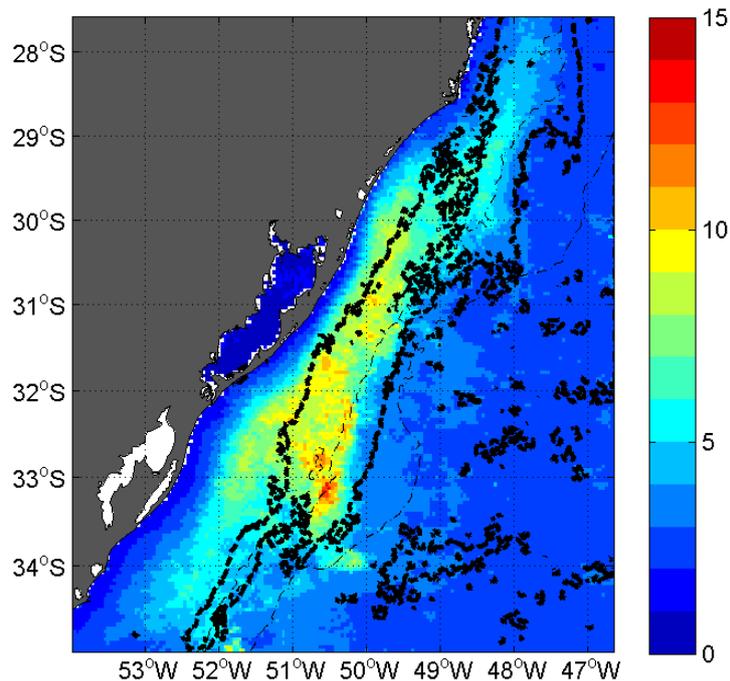


Figura 5.27: Razão entre a CHL climatológica de inverno e verão da área sul, em cores. Sobreposto está o contorno da região com %FNT significativas na climatologia de inverno (linha espessa). A batimetria de 200 e 2000m estão representadas (linhas tracejadas finas).

Pela Figura 5.27 pode-se perceber que uma grande parte da região onde ocorrem os maiores incrementos em clorofila-a (maior que 9 vezes) está dentro da zona de frentes significativas. Há que se considerar que pode haver grande influência dos sedimentos em suspensão nas águas sobre a plataforma sul, pela influência da descarga do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos, o que influenciaria a CHL. Entretanto, há evidências de

Sabe-se que as frentes oceânicas tem capacidade de influenciar a ocorrência do florescimento de fitoplâncton no hemisfério norte (TAYLOR; FERRARI, 2011; MAHADEVAN et al., 2012). A coerência espacial da zona de incremento de CHL e das frentes no inverno pode ser indício da associação das frentes oceânicas no florescimento de clorofila-a na área Sul, embora não se possa

afirmar que exista uma relação de causa e efeito. O mecanismo causador do incremento observado na clorofila não foi investigado, mas a hipótese sugerida seria o aporte das águas do Rio da Prata e Lagoa dos Patos ricas em nutrientes, confinado na plataforma pelas frentes e junto à superfície pela baixa densidade. Estas águas seriam deslocadas para norte durante o inverno devido aos ventos favoráveis vindos de sul.

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

De modo geral, pode-se afirmar que a análise de 10 anos de dados de TSM, em conjunto com outros dados estimados por satélite, como CHL e ventos e dados *in situ* de boias de deriva, possibilitou caracterizar as frentes térmicas na costa E-SE-S do Brasil.

A metodologia empregada no mascaramento de nuvens do produto TSM_{MODIS} removeu grande parte dos píxeis contaminados. Entretanto, não eliminou satisfatoriamente a contaminação das bordas das nuvens. Acredita-se que uma etapa de aplicação de um filtro morfológico de dilatação poderia remover as bordas das nuvens que já tivessem sido removidas nas etapas anteriores, como sugerido por Nieto et al. (2012). Alternativamente, uma etapa de filtragem por gradiente poderia também detectar os fortes gradientes da borda de nuvens e eliminá-los, ao custo de remover parte das frentes térmicas.

O produto de TSM_{MUR} mostrou boa acurácia ao ser comparado a medidas obtidas com boias de deriva, com diferença média de 0,088°C e desvio padrão de 0,319°C. Há de se observar que o conjunto de derivadores utilizados para validação não constitui uma base de dados completamente independente do produto MUR. Entretanto, o grande número de *match-ups* e as análises foram considerados válidos em fornecer uma visão da precisão regional da TSM_{MUR}, representando também um resultado inédito.

A alta acurácia atingida pelo produto MUR possibilitou a detecção de frentes térmicas com maior sensibilidade, ao ajustar parâmetros bastante sensíveis no algoritmo de detecção. As deficiências desta base de dados residem no fato de não capturar bem as ressurgências costeiras e ignorar as ilhas costeiras na máscara de sua interpolação.

O algoritmo SIED foi aplicado com sucesso e detectou as frentes térmicas nos dois produtos de TSM de alta resolução utilizados. Entretanto, o SIED foi sensível à contaminação residual de nuvens no produto TSM_{MODIS}.

Graças ao ajuste do limiar de temperatura de $0,4^{\circ}\text{C}$ entre as populações separadas pelas frentes foi possível identificar frentes térmicas mesmo em regiões de baixa magnitude do gradiente térmico como na área de Abrolhos e as frentes costeiras próximas à Ilhabela e Santos.

Ao configurar a distância entre as janelas móveis do SIED para que houvesse sobreposição de 50% dos píxeis, obteve-se como resultado a identificação de frentes com espessura variável, proporcionais ao gradiente térmico. Este resultado também facilitou a visualização das climatologias.

Em relação à sazonalidade das frentes térmicas, foi possível observar a variabilidade em toda a área de estudo, como explicado a seguir.

Na área de Abrolhos, a hipótese para que a probabilidade de frentes seja maior no verão e menor no inverno foi associada ao contraste de estratificação superficial. Com ventos intensos durante todo o ano e a coluna d'água sobre a plataforma (menor que 200m) sempre misturada, o aquecimento no verão seria suficiente para estratificar as águas oceânicas, enquanto no inverno ambas as regiões oceânica e rasa ficariam misturadas na superfície. Trabalhos futuros poderiam validar esta hipótese e investigar o balanço de energia para manutenção/quebra da estratificação superficial na região e a formação de frentes.

Na área central a frente da CB aparece durante todo o ano sobre a quebra de plataforma. Esta é uma característica das correntes de contorno oeste, onde o controle topográfico é a forçante geradora das frentes térmicas. Outras frentes puderam ser visualizadas na saída dos estuários de Santos e da Ilha Grande. O sinal dos vórtices de Cabo Frio e do Cabo de São Tomé aparecem nas climatologias do ano todo.

Na área sul a frente costeira separando a Água Tropical, transportada em superfície pela Corrente do Brasil, da água costeira representada pela Água Subtropical de Plataforma é a principal feição observada no verão e primavera.

No inverno as frentes afastam-se da costa em resposta à migração da Corrente Costeira do Brasil para o norte. O padrão mais disperso e menos organizado das frentes no inverno pode estar associado ao meandramento mais intenso da CB nesta época do ano. Trabalhos futuros podem tentar associar estes dois fenômenos.

O presente trabalho implementou uma metodologia que pode ser empregada em diferentes escalas temporais para a análise de dados oceanográficos obtidos por satélite. A análise de imagens diárias pode se beneficiar da delimitação automática de frentes, praticamente eliminando a subjetividade das interpretações. A base de dados formada pelo acúmulo das interpretações diárias pode ser utilizada para formar estatísticas robustas da ocorrência de feições oceanográficas para as quais uma frente oceanográfica esteja associada.

Os dados estatísticos de frentes, por sua vez, podem ser vistos como orientadores na análise oceânica, tendo um uso prático para indicar regiões: de interesse biológico para fins de preservação; de hidrodinâmica intensa, com potencial formação de jatos; de difícil propagação sonora horizontal; de acumulação de poluentes e detritos à deriva. Estudos de parâmetros passíveis de ser influenciados pelas frentes precisam de adensamento de estações na região de ocorrência destas feições.

Trabalhos relacionando a estratificação e o balanço de energia potencial poderiam também ser conduzidos na região de estudo com o objetivo de modelar ou prever a posição das frentes térmicas em resposta às forçantes: vento, fluxo de calor e marés.

Por fim, o uso de dados de salinidade superficial estimada por sensores orbitais, por sensores montados em derivadores lagrangeanos ou derivados de modelos numéricos poderiam ser explorados, em conjunto com dados de TSM, para ampliar o conhecimento sobre as frentes de densidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDUTTA, F. P. **O Sistema Estuarino dos rios Caravelas e Peruípe (Bahia):** Observações, simulações, tempo de residência e processos difusivo e advectivo. 2011. 144 p. Tese (Doutorado em Oceanografia Física) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/21/21132/tde-27072011-150459/>>. Acesso em: 2014-07-11.

ARAUJO, C. E. S. **Avaliação da acurácia das temperaturas da superfície do mar obtidas por satélite para a Região Sul-** sudeste da costa brasileira. 1997. (INPE-9751-TDI/857). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1997. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/06.10.15.33>>. Acesso em: 2014-07-10.

ARMSTRONG, E. M.; WAGNER, G.; VAZQUEZ-CUERVO, J.; CHIN, T. M. Comparisons of regional satellite sea surface temperature gradients derived from MODIS and AVHRR sensors. **International Journal of Remote Sensing**, v. 33, n. 21, p. 6639–6651, 10 nov. 2012.

ASSIREU, A. T. **Estudo das características cinemáticas e dinâmicas das águas de superfície do Atlântico Sul Ocidental a partir de derivadores rastreados por satélite.** 2003. 174 p. Tese (Doutorado em Ciências, área de Oceanografia Física) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

ASSIREU, A. T.; FREITAS, R. M.; LORENZZETTI, J. A. Validação da TSM estimada pelo MODIS na região Nordeste do Oceano Atlântico Sul. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15 (SBSR). 2011, Curitiba, PR. **Anais...** São José dos Campos: INPE, p. 7037–7043, 2011. ISBN 978-85-17-00056-0 (Internet), 978-85-17-00057-7 (DVD). Disponível em: <<http://urlib.net/3ERPFQRTRW/39UL4NS>>. Acesso em: 11 jul. 2014.

ASSIREU, A. T.; SOUZA, R. B. DE; LORENZZETTI, J. A. Correntes Oceânicas de Superfície Medidas por meio de Boias de Deriva Rastreadas por Satélite. In: SOUZA, R. B. DE (Org.). **Oceanografia por Satélites.** São Paulo, SP: Oficina de Textos, 2005. 90–101 p. 6.

ATLAS, R.; HOFFMAN, R. N.; ARDIZZONE, J.; LEIDNER, S. M.; JUSEM, J. C.; SMITH, D. K.; GOMBOS, D. A Cross-calibrated, multiplatform ocean surface wind velocity product for meteorological and oceanographic applications. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 92, n. 2, p. 157–174, fev.2011.

BAKUN, A. Fronts and eddies as key structures in the habitat of marine fish larvae: opportunity, adaptive response. **Scientia Marina**, v. 70, n. S2, p. 105–122, 2006.

BARTON, I. J. Comparison of in situ and satellite-derived sea surface temperatures in the Gulf of Carpentaria. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 24, n. 10, p. 1773–1784, out. 2007.

BELKIN, I.; CORNILLON, P. C. Bering Sea thermal fronts from Pathfinder data: Seasonal and interannual variability. **Pacific Oceanography**, v. 3, n. 1, p. 6–20, 2005.

BELKIN, I.; CORNILLON, P. C. SST fronts of the Pacific coastal and marginal seas. **Pacific Oceanography**, v. 1, n. 2, p. 90–113, 2003.

BELKIN, I.; CORNILLON, P. C.; SHERMAN, K. Fronts in large marine ecosystems. **Progress in Oceanography**, v. 81, n. 1-4, p. 223–236, abr. 2009.

BELKIN, I.; CORNILLON, P. C.; ULLMAN, D. S. Ocean fronts around Alaska from satellite SST data. In: PROCEEDINGS OF THE AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY CONFERENCE ON THE POLAR METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 7, 2003, Hyannis, Massachusetts. **Proceedings...** Boston: American Meteorological Society, 2003. 15p. Disponível em :<<https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/61548.pdf>>. Acesso em: 2014-05-19.

BELKIN, I.; GORDON, A. Southern Ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. C2, p. 3675–3696, 1996.

BELKIN, I.; O'REILLY, J. E. An algorithm for oceanic front detection in chlorophyll and SST satellite imagery. **Journal of Marine Systems**, v. 78, n. 3, p. 319–326, out. 2009.

BENTZ, C. M.; LORENZZETTI, J. A.; KAMPEL, M. Multi-sensor synergistic analysis of mesoscale oceanic features: Campos Basin, south-eastern Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, v. 25, n. 21, p. 4835–4841, nov. 2004.

BOST, C. A.; COTTÉ, C.; BAILLEUL, F.; CHEREL, Y.; CHARRASSIN, J.-B.; GUINET, C.; AINLEY, D. G.; WEIMERSKIRCH, H. The importance of oceanographic fronts to marine birds and mammals of the southern oceans. **Journal of Marine Systems**, v. 78, n. 3, p. 363–376, out. 2009.

BOWER, A. S.; ROSSBY, H. T.; LILLIBRIDGE, J. L. The Gulf Stream Barrier or Blender. **Journal of physical oceanography**, v. 15, p. 24–32, 1984.

BROWN, E.; COLLING, A.; PARK, D.; PHILLIPS, J.; ROTHERY, D.; WRIGHT, J. **Ocean circulation**. Butterworth-Heinemann, 2004. 287 p.

CALADO, L.; GANGOPADHYAY, A.; SILVEIRA, I. C. A. Feature-oriented regional modeling and simulations (FORMS) for the western South Atlantic: Southeastern Brazil region. **Ocean Modelling**, v. 25, n. 1-2, p. 48–64, jan. 2008.

CALADO, L.; SILVEIRA, I. C. A. DA; GANGOPADHYAY, A.; CASTRO, B. M. Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). **Continental Shelf Research**, v. 30, n. 10-11, p. 1181–1188, jun. 2010.

CALATRAVA, V. U. N. **Multiscale techniques in turbulence: application to geophysical fluids**. 2008. 161 p. Thesis (Doctor Degree in Applied Physics) - Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona. 2008.

CAMPOS, E. J. D. **Estudos da circulação oceânica no Atlântico Tropical e Região Oeste do Atlântico Subtropical Sul**. 1995. 114 p. Doutorado (Tese de livre docência) - Universidade de São Paulo, São Paulo., 1995.

CAMPOS, E. J. D.; VELHOTE, D.; SILVEIRA, I. C. A. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 6, p. 751–754, 2000.

CAMPOS, P. C.; MÖLLER JR., O. O.; PIOLA, A. R.; PALMA, E. D. Seasonal variability and coastal upwelling near Cape Santa Marta (Brazil). **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 118, n. 3, p. 1420–1433, 21 mar. 2013.

CASTELÃO, R. M.; CAMPOS, E. J. D.; MILLER, J. L. A Modelling Study of Coastal Upwelling Driven by Wind and Meanders of the Brazil Current. **Journal of Coastal Research**, v. 203, p. 662–671, 2004.

CASTELÃO, R. M.; MAVOR, T. P.; BARTH, J. A.; BREAKER, L. C. Sea surface temperature fronts in the California Current System from geostationary satellite observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. C9, p. C09026, 2006.

CASTRO, B. M. Summer/winter stratification variability in the central part of the South Brazil Bight. **Continental Shelf Research**, p. 1–9, dez. 2013.

CASTRO, B. M.; DOTTORI, M.; PEREIRA, A. F. Subinertial and tidal currents on the Abrolhos Bank shelf. **Continental Shelf Research**, v. 70, p. 3–12, nov. 2013.

CASTRO, B. M.; LORENZZETTI, J. A.; SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B. In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. D. B.; MADUREIRA, L. S.-P. (Org.). **Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS)**. São Paulo, SP: EDUSP, 2006. 472 p.

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: ROBINSON, A. R.; BRINK, K. H. (Org.). **The Sea**. [S.I.]: John Wiley & Sons, Inc., 1998. P. 209–251 v.11: The Global Coastal Ocean.

CAYULA, J.; CORNILLON, P. C. Cloud Detection from a Sequence of SST Images. **Remote Sensing of Environment**, v. 4257, n. 95, p. 80–88, 1995a.

CAYULA, J.; CORNILLON, P. C. Edge detection algorithm for SST images. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 9, n. 1, p. 67–80, 1992.

CAYULA, J.; CORNILLON, P. C. Multi-image edge detection for SST images. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 12, p. 821–829, 1995b.

CERDA, C.; CASTRO, B. M. Hydrographic climatology of South Brazil Bight shelf waters between Sao Sebastiao (24°S) and Cabo Sao Tome (22°S). **Continental Shelf Research**, p. 1–10, nov. 2013.

CHANDLER, R. C. A wavelet based method for the extraction of sea wave orientation. In: OCEANS, 2005. PROCEEDINGS OF MTS/IEEE. 2005, Washington, DC. **Proceedings...** Washington, DC: [s.n.], 2005. p. 1–6.

CHANG, Y.; CORNILLON, P. C. A comparison of satellite-derived sea surface temperature fronts using two edge detection algorithms. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, p. 1–8, dez. 2013. DOI: 10.1016/j.dsr2.2013.12.001.

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 3, p. L03204, 2004.

CHELTON, D. B.; SCHLAX, M. G.; FREILICH, M. H.; MILLIFF, R. F. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. **Science (New York, N.Y.)**, v. 303, n. 5660, p. 978–83, 13 fev. 2004.

CHIN, T. M.; VAZQUEZ-CUERVO, J.; ARMSTRONG, E. M. **A multi-scale, high-resolution analysis of global sea surface temperature**. [S.l: s.n.] , 2013. Disponível em: <<http://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/JPL-L4UHfnd-GLOB-MUR>>.

CHUANG, L. Z.-H.; WU, L.-C.; DOONG, D.-J.; KAO, C. C. Two-dimensional continuous wavelet transform of simulated spatial images of waves on a slowly varying topography. **Ocean Engineering**, v. 35, n. 10, p. 1039–1051, jul. 2008.

CIOTTI, Á. M.; ODEBRECHT, C.; FILLMANN, G.; MÖLLER JR., O. O. Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf. **Continental Shelf Research**, v. 15, n. 14, p. 1737–1756, 1995.

CLARO, M. S. **Extração do Campo de Vento na Bacia de Campos, RJ, a partir de imagens ENVISAT/ASAR**. 2007. 112 p. (INPE-15218-TDI/1312). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.07.12.07.12.17>>. Acesso em: 11 jul. 2014.

CORLETT, G. K.; BARTON, I. J.; DONLON, C. J.; EDWARDS, M. C.; GOOD, S. A.; HORROCKS, L. A.; LLEWELLYN-JONES, D. T.; MERCHANT, C. J.; MINNETT, P. J.; NIGHTINGALE, T. J.; NOYES, E. J.; O'CARROLL, A. G.; REMEDIOS, J. J.; ROBINSON, I. S.; SAUNDERS, R. W.; WATTS, J. G. The accuracy of SST retrievals from AATSR: An initial assessment through geophysical validation against in situ radiometers, buoys and other SST data sets. **Advances in Space Research**, v. 37, n. 4, p. 764–769, jan. 2006.

MINNETT, P. J.; NIGHTINGALE, T. J.; NOYES, E. J.; O'CARROLL, A. G.; REMEDIOS, J. J.; ROBINSON, I. S.; SAUNDERS, R. W.; WATTS, J. G. The accuracy of SST retrievals from AATSR: An initial assessment through geophysical validation against in situ radiometers, buoys and other SST data sets. **Advances in Space Research**, v. 37, n. 4, p. 764–769, jan. 2006.

CORPETTI, T.; PLANCHON, O. Front detection on satellite images based on wavelet and evidence theory: Application to the sea breeze fronts. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n. 2, p. 306–324, 15 fev. 2011.

CUSHMAN-ROISIN, B.; BECKERS, J.-M. **Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects**. [S.I.]: Academic Press, 2010. 786 p.

D'ASARO, E.; LEE, C.; RAINVILLE, L.; HARCOURT, R.; THOMAS, L. Enhanced turbulence and energy dissipation at ocean fronts. **Science (New York, N.Y.)**, v. 332, n. 6027, p. 318–22, 15 abr. 2011.

DONLON, C. J.; MINNETT, P. J.; GENTLEMANN, C.; NIGHTINGALE, T. J.; BARTON, I. J.; WARD, B.; MURRAY, M. J. Toward Improved validation of satellite sea surface skin temperature measurements for climate research. **Journal of Climate**, v. 15, p. 353–369, 2002.

DOTTORI, M.; CASTRO, B. M. The response of the Sao Paulo Continental Shelf, Brazil, to synoptic winds. **Ocean Dynamics**, v. 59, n. 4, p. 603–614, 8 jul. 2009.

DOURADO, M. S.; CALTABIANO, A. C. In: SOUZA, R. B. DE (Org.). **Novos conceitos da definição da temperatura da superfície do mar**. São Paulo, SP: Oficina de Textos, 2005. 326 p. 9.

EMERY, W. J.; BALDWIN, D. J.; SCHLÜSSEL, P.; REYNOLDS, R. W. Accuracy of in situ sea surface temperatures used to calibrate infrared satellite measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. 2000, p. 2387–2405, 2001.

EMERY, W. J.; THOMSON, R. E. **Data analysis methods in physical oceanography**. 2. ed. [S.I.]: Elsevier, 2001. 613 p.

EVANS, R. H. **MODIS Sea Surface Temperature (SST) Products**. Miami: University of Miami, 2000.

EVANS, R. H. **Processing framework and match-up database MODIS algorithm version 3**. Miami: University of Miami, 1999.

EVANS, R. H.; MINNETT, P. J.; PODESTÁ, G. G. **Status of MODIS AQUA and terra SST transition from V5 to V6**. Maryland: NASA, 2013.

Disponível em:

<http://modis.gsfc.nasa.gov/sci_team/meetings/201304/presentations/plenary/e_vans.pdf>.

FEDOROV, K. N. **The physical nature and structure of oceanic fronts**. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1984. 342 p. (Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies).

FRANZ, B. **Implementation of SST processing within the OBPB**. 2006. Disponível em: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/DOCS/modis_sst/>. Acesso em: 6 dez. 2013.

FREY, R. A.; ACKERMAN, S. A.; LIU, Y.; STRABALA, K. I.; ZHANG, H.; KEY, J. R.; WANG, X. Cloud Detection with MODIS. Part I: Improvements in the MODIS Cloud Mask for Collection 5. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 25, n. 7, p. 1057–1072, July 2008.

FRIEHE, C. A.; SHAW, W. J.; ROGERS, D. P.; DAVIDSON, K. L.; LARGE, W. G.; STAGE, S. A.; CRESCENTI, G. H.; KHALSA, S. J. S.; GREENHUT, G. K.; LI, F. Air-sea fluxes and surface layer turbulence around a sea surface temperature front. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. C5, p. 8593, 1991.

GARFIELD, N. I. **The Brazil Current at subtropical latitudes**. 1990. 121 p. Doctorate (PhD thesis) - Universidade de Rhode Island, Kingston, 1990.

GARZOLI, S. L.; GARRAFFO, Z.; PODESTÁ, G. G.; BROWN, O. B. Analysis of a general circulation model product: 1. Frontal systems in the Brazil/Malvinas and Kuroshio/Oyashio regions. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. C12, p. 20117, 1992.

GODOI, S. S. **Estudo das variações sazonais da frente oceânica subtropical entre a corrente do Brasil e a corrente das Malvinas, utilizando dados oceanográficos e do satélite SMS-2**. 1983. 328 p. INPE. 1983. (INPE-2780-TDL/137). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Sao Jose dos Campos, 1982. Disponível em:<<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1912/2005/07.19.00.03.46>>. Acesso em: 11 jul. 2014.

GOSHTASBY, A.; O'NEILL, W. D. Curve fitting by a sum of Gaussians. **CVGIP: Graphical Models and Image Processing**, v. 56, n. 4, p. 281–288, 1994.

GRODSKY, S. A.; REVERDIN, G.; CARTON, J. A.; COLES, V. J. Year-to-year salinity changes in the Amazon plume: Contrasting 2011 and 2012 Aquarius/SACD and SMOS satellite data. **Remote Sensing of Environment**, v. 140, p. 14–22, jan. 2014.

HANSEN, D. V.; POULAIN, P. M. Quality control and interpolations of WOCE-TOGA drifter data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 13, n. 4, p. 900–909, 1996.

HEATHERSHAW, A. D.; STRETCH, C. E.; MASKELL, S. J. Coupled ocean- acoustic model studies of sound propagation through a front. **The Journal of the Acoustical Society of America**, v. 89, n. 1, p. 145–155, 1991.

HICKOX, R.; BELKIN, I.; CORNILLON, P. C.; SHAN, Z. Climatology and seasonal variability of ocean fronts in the East China, Yellow and Bohai seas from satellite SST data. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 18, p. 2945–2948, 15 set. 2000.

HOPKINS, J.; CHALLENGOR, P.; SHAW, A. G. P. A New Statistical Modeling Approach to Ocean Front Detection from SST Satellite Images. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 27, n. 1, p. 173–191, jan. 2010.

HU, C.; MULLER-KARGER, F. E.; MURCH, B.; MYHRE, D.; TAYLOR, J.; LUERSSSEN, R.; MOSES, C.; ZHANG, C.; GRAMER, L.; HENDEE, J. Building an Automated Integrated Observing System to Detect Sea Surface Temperature Anomaly Events in the Florida Keys. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 47, n. 6, p. 1607–1620, jun. 2009.

IOCCG. **Report No. 8**: remote sensing in fisheries and aquaculture. Dartmouth, Canada, 2009. 122 p.

JAY, D. A.; PAN, J.; ORTON, P. M.; HORNER-DEVINE, A. R. Asymmetry of Columbia River tidal plume fronts. **Journal of Marine Systems**, v. 78, n. 3, p. 442–459, out. 2009.

JENNERJAHN, T. C.; KNOPPERS, B. A.; SOUZA, W. F. L. DE; CARVALHO, C. E. V.; MOLLENHAUER, G.; HUBNER, M.; ITTEKKOT, V. The tropical brazilian continental margin. In: LIU, K.-K.; ATKINSON, L.; QUINONES, R.; TALAUE-MCMANUS, L. (Org.). **Carbon and nutrient fluxes in continental margins: a global synthesis**. [S.l.]: Springer, 2010. 427–442 p. 8.2.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento remoto do ambiente**: uma perspectiva em recursos terrestres. Tradução José Carlos Epiphanyo (coordenador)... [et al.]. São José dos Campos, SP: Parêntese, 2009. 598 p.

KAMPEL, M. **Estimativa da produção primária e biomassa fitoplanctônica através de sensoriamento remoto da cor do oceano e dados *in situ* na costa sudeste brasileira.** 2003.

311 p. Tese (Doutorado em Ciências, área Oceanografia Biológica) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

KAMPEL, M.; LORENZZETTI, J. A.; BENTZ, C. M.; NUNES, R. A.; PARANHOS, R.; RUDORFF, F. D. M.; POLITANO, A. T. Medidas simultâneas de concentração de clorofila por LIDAR, fluorescência, MODIS e radiometria: resultados do cruzeiro FITOSAT I. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13 (SBSR). 2007, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: INPE, p. 4611–4618, 2007.

KAMPEL, M.; NOVO, E. M. L. D. M. In: SOUZA, R. B. DE (Org.). **O sensoriamento remoto da cor da água.** São Paulo, SP: Oficina de Textos, 2005. 179–196 p. 12.

KENNEDY, J. J.; BROHAN, P.; TETT, S. F. B. A global climatology of the diurnal variations in sea-surface temperature and implications for MSU temperature trends. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 5, p. L05712, 8 mar. 2007.

KILPATRICK, K. A.; PODESTÁ, G. G.; EVANS, R. H. Overview of the NOAA/NASA advanced very high resolution radiometer Pathfinder algorithm for sea surface temperature and associated matchup database. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. C5, p. 9179–9197, 2001.

KLEMAS, V. V. Fisheries applications of remote sensing: an overview. **Fisheries Research**, n. 2010, mar. 2012a.

KLEMAS, V. V. Remote sensing of coastal plumes and ocean fronts: overview and case study. **Journal of Coastal Research**, v. 278, p. 1–7, jan. 2012b.

KLEMAS, V. V. Remote sensing techniques for studying coastal ecosystems: an overview. **Journal of Coastal Research**, v. 27, p. 2–17, jan. 2011.

KNOPPERS, B. A.; EKAU, W.; FIGUEIREDO, A. G. The coast and shelf of east and northeast Brazil and material transport. **Geo-Marine Letters**, v. 47, p. 171–178, 1999.

LAN, K.-W.; KAWAMURA, H.; LEE, M.-A.; LU, H.-J.; SHIMADA, T.; HOSODA, K.; SAKAIDA, F. Relationship between albacore (*Thunnus alalunga*) fishing grounds in the Indian Ocean and the thermal environment revealed by cloud-free microwave sea surface temperature. **Fisheries Research**, v. 113, n. 1, p. 1–7, jan. 2012.

LARGE, W. G.; POND, S. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 12, n. 5, p. 464–482, 1982.

LARGE, W. G.; YEAGER, S. G. The global climatology of an interannually varying air–sea flux data set. **Climate Dynamics**, v. 33, n. 2-3, p. 341–364, 13 ago. 2008.

LENTINI, C. A. D.; CAMPOS, E. J. D.; PODESTÁ, G. G. The annual cycle of satellite derived sea surface temperature on the western South Atlantic shelf. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 48, n. 834, p. 93–105, 2000.

LENTINI, C. A. D.; OLSON, D. B.; PODESTÁ, G. G. Statistics of Brazil Current rings observed from AVHRR: 1993 to 1998. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 16, p. 3–6, 2002.

LESSA, G. C.; CIRANO, M. On the circulation of a coastal channel within the Abrolhos Coral-Reef System - Southern Bahia (17 °40'S), Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 2004, n. 39, p. 450–453, 2006.

LEVINE, E. R.; GOODMAN, L.; O'DONNELL, J. Turbulence in coastal fronts near the mouths of Block Island and Long Island Sounds. **Journal of Marine Systems**, v. 78, n. 3, p. 476–488, out. 2009.

LIMA, K. C.; SATYAMURTY, P. Post-summer heavy rainfall events in Southeast Brazil associated with South Atlantic Convergence Zone. **Atmospheric Science Letters**, v. 20, n. January, p. n/a–n/a, 2010.

LIU, A. K.; TSENG, W. Y.; CHANG, S. Y. S. Wavelet analysis of AVHRR images for feature tracking. In: IGARSS'96, 1996, Lincoln, Nebraska. **Proceeding...** Lincoln, Nebraska: IEEE. P. 85-87. 1996.

LIU, J. G.; MASON, P. J. **Essential image processing and GIS for remote sensing**. London, UK: Wiley-Blackwell, 2009. 462 p.

LORENZZETTI, J. A.; KAMPEL, M.; FRANÇA, G. B.; SARTORI NETO, A. An assessment of the usefulness of sar images to help better locating the Brazil current surface inshore front. In: INTERNATIONAL WORKSHOP ON ADVANCES OF SAR OCEANOGRAPHY FROM ENVISAT AND ERS MISSIONS, 2., 2008, Frascati, Italy. **Proceedings...** Noordwijk: ESA Publications Division, 2008.

LORENZZETTI, J. A.; STECH, J. L.; MELLO FILHO, W. L.; ASSIREU, A. T. Satellite observation of Brazil Current inshore thermal front in the SW South Atlantic: Space/time variability and sea surface temperatures. **Continental Shelf Research**, v. 29, n. 17, p. 2061–2068, set. 2009.

LUMPKIN, R.; PAZOS, M. **Measuring surface currents with surface velocity program drifters: the instrument, its data, and some recent results**. Disponível em: <http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac/gdp_drifter.php>. Acesso em: 24 out. 2013.

MAHADEVAN, A.; D'ASARO, E.; LEE, C.; PERRY, M. J. Eddy-driven stratification initiates North Atlantic spring phytoplankton blooms. **Science (New York, N.Y.)**, v. 337, n. 6090, p. 54–8, 6 jul. 2012.

MALLAT, S.; HWANG, W. L. Singularity detection and processing with wavelets. **IEEE Transactions on Information Theory**, v. 38, n. 2, p. 617–643, 1992.

MANDELBROT, B. B. **The fractal geometry of nature**. [S.l.]: Henry Holt and Company, 1983. 468 p.

MATANO, R. P.; PALMA, E. D.; PIOLA, A. R. The influence of the Brazil and Malvinas Currents on the Southwestern Atlantic Shelf circulation. **Ocean Science**, v. 6, n. 4, p. 983–995, 30 nov. 2010.

MATHWORKS. **MATLAB and statistics toolbox release 2012b**. Massachusetts, USA. 2012. .

MELLO FILHO, W. L. **Observação de feições oceanográficas de superfície na costa sudeste brasileira através de imagens termais do sensor AVHRR/NOAA**. 2006. 85 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/01.08.16.03>>. Acesso em: 11 jul. 2014.

MILLER, P. I. Composite front maps for improved visibility of dynamic sea- surface features on cloudy SeaWiFS and AVHRR data. **Journal of Marine Systems**, v. 78, n. 3, p. 327–336, out. 2009.

MILLER, P. I.; CHRISTODOULOU, S. Frequent locations of oceanic fronts as an indicator of pelagic diversity: application to marine protected areas and renewables. **Marine Policy**, p. 1–12, out. 2013.

MINNETT, P. J.; BROWN, O. B. Sea-surface temperature measurements from the Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on aqua and terra. In: IGARSS'04. 2004, Anchorage, Alaska. **Proceedings...** Anchorage: IEEE, 2004. p. 4576 - 4579.

MOBLEY, C. D. **Light and water: radiative transfer in natural waters.** [S.l.]: Academic Press, 1994. 592 p.

MÖLLER JR., O. O.; PIOLA, A. R.; FREITAS, A. C.; CAMPOS, E. J. D. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. **Continental Shelf Research**, v. 28, n. 13, p. 1607–1624, jul. 2008.

MOORE, T. S.; CAMPBELL, J. W.; DOWELL, M. D. A class-based approach to characterizing and mapping the uncertainty of the MODIS ocean chlorophyll product. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, n. 11, p. 2424–2430, 16 nov. 2009.

MUGO, R. M.; SAITOH, S.-I.; TAKAHASHI, F.; NIHIRA, A.; KUROYAMA, T. Evaluating the role of fronts in habitat overlaps between cold and warm water species in the western North Pacific: a proof of concept. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, dez. 2013.

MÜLLER, T. J.; IKEDA, Y.; ZANGENBERG, N.; NONATO, L. V. Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20°S and 28°S. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. 97, p. 5429–5437, 1998.

MUNK, P. Fish larvae at fronts: horizontal and vertical distributions of gadoid fish larvae across a frontal zone at the Norwegian Trench. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, jan. 2014. ISSN: 0967-0645.

NATIONAL RESEARCH COUNCIL. **50 Years of ocean discovery: national science foundation 1950-2000.** Washington, DC: The National Academies Press, 2000. 276 p.

NIEBLAS, A.-E.; DEMARCQ, H.; DRUSHKA, K.; SLOYAN, B.; BONHOMMEAU, S. Front variability and surface ocean features of the presumed southern bluefin tuna spawning grounds in the tropical southeast Indian Ocean. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, dez. 2013.

NIETO, K.; DEMARCQ, H.; MCCLATCHIE, S. Mesoscale frontal structures in the Canary Upwelling System: New front and filament detection algorithms applied to spatial and temporal patterns. **Remote Sensing of Environment**, v. 123, p. 339–346, ago. 2012.

NIEVES, V.; LLEBOT, C.; TURIEL, A.; SOLE, J.; GARCIA-LADONA, E.; ESTRADA, M.; BLASCO, D. Common turbulent signature in sea surface temperature and chlorophyll maps. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 23, 16 dez. 2007.

O'REILLY, J. E. et al. In: HOOKER, S. B.; FIRESTONE, E. R. (Org.). **SeaWiFS postlaunch calibration and validation analyses, Part 3**. Greenbelt, MD: NASA Goddard Space Flight Center, 2000. 49 p. v.11. NASA Tech. Memo. 2000-206892.

OLIVEIRA, E. N.; CALADO, L.; DOMINGUES, R.; WATANABE, W. Frentes Oceânicas: Plataforma Continental Sudeste Brasileira. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15 (SBSR). 2011, Curitiba, PR. **Anais...** Curitiba, PR: São José dos Campos: INPE, 2011. p. 7082–7085, 2011.

ORAM, J. J.; MCWILLIAMS, J. C.; STOLZENBACH, K. D. Gradient-based edge detection and feature classification of sea-surface images of the Southern California Bight. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 5, p. 2397–2415, maio 2008.

PALMA, E. D.; MATANO, R. P. Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight. **Continental Shelf Research**, v. 29, n. 11-12, p. 1525–1534, jun. 2009.

PALMA, E. D.; MATANO, R. P.; PIOLA, A. R. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: stratified ocean response to local and offshore forcing. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. C11, p. C11010, 11 nov. 2008.

PALÓCZY, A.; SILVEIRA, I. C. A.; CASTRO, B. M.; CALADO, L. Coastal upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil): the supporting role of deep ocean processes. **Continental Shelf Research**, p. 1–13, set. 2013.

PEREIRA, A. F.; BELÉM, A. L.; CASTRO, B. M.; GEREMIAS, R. Tide-topography interaction along the eastern Brazilian shelf. **Continental Shelf Research**, v. 25, n. 12-13, p. 1521–1539, ago. 2005.

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, p. 1–73, 1991.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. DE. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Org.). **Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste**. São Paulo, SP: Oficina de Textos, 2009. 385–405 p. 24.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M. S.; GARCIA, C. A. E.; MATA, M. M.; SILVA-DIAS, M. A. F. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 22, p. L22603, 2005.

PIOLA, A. R.; CAMPOS, E. J. D.; MÖLLER JR., O. O.; CHARO, M.; MARTINEZ, C. Subtropical Shelf Front off eastern South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p. 6565–6578, 2000.

PIOLA, A. R.; MATANO, R. P.; PALMA, E. D.; MÖLLER JR., O. O.; CAMPOS, E. J. D. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 1, p. L01603, 2005.

PIOLA, A. R.; ROMERO, S. I.; ZAJACZKOVSKI, U. Space–time variability of the Plata plume inferred from ocean color. **Continental Shelf Research**, v. 28, n. 13, p. 1556–1567, jul. 2008.

PISONI, J. P.; RIVAS, A. L.; PIOLA, A. R. On the variability of tidal fronts on a macrotidal continental shelf, Northern Patagonia, Argentina. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, fev. 2014. ISSN: 0967-0645.

PRICE, J. F.; WELLER, R. A.; PINKEL, R. Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. C7, p. 8411, 1986.

REVERDIN, G.; BOUTIN, J.; MARTIN, N.; LOURENCO, A.; BOURUET-AUBERTOT, P.; LAVIN, A.; MADER, J.; BLOUCH, P.; ROLLAND, J.; GAILLARD, F.; LAZURE, P. Temperature Measurements from Surface Drifters. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 27, n. 8, p. 1403–1409, ago. 2010.

RIVAS, A. L.; PISONI, J. P. Identification, characteristics and seasonal evolution of surface thermal fronts in the Argentinean Continental Shelf. **Journal of Marine Systems**, v. 79, n. 1-2, p. 134–143, jan. 2010.

- ROBERTS, J. J.; BEST, B. D.; DUNN, D. C.; TREML, E. A.; HALPIN, P. N. Marine Geospatial Ecology Tools: An integrated framework for ecological geoprocessing with ArcGIS, Python, R, MATLAB, and C++. **Environmental Modelling & Software**, v. 25, n. 10, p. 1197–1207, out. 2010.
- ROBINSON, I. S. **Discovering the ocean from space**. [S.l.]: Springer–Praxis, 2010. 685 p.
- ROBINSON, I. S. **Measuring the Oceans From Space**. [S.l.]: Springer, 2004. 669 p.
- RODRIGUES, M. L. G.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 22, n. 2, p. 135–151, 2004.
- RODRIGUES, R. R.; LORENZZETTI, J. A. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. **Continental Shelf Research**, v. 21, n. 4, p. 371–394, mar. 2001.
- ROGERS, D. P. The marine boundary layer in the vicinity of an ocean front. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 13, p. 2044–2062, 1989.
- RUDNICK, D. L.; MARTIN, J. P. On the horizontal density ratio in the upper ocean. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 36, n. 1-3, p. 3–21, nov. 2002.
- RUDORFF, N. D. M.; KAMPEL, M.; SANTOS, J. F. C.; POMPEU, M.; GAETA, S. A.; VALÉRIO, A. M.; ORTIZ, G. P. Comparação de produtos MODIS-Aqua de cor do oceano com dados in situ em águas costeiras de Ubatuba (SP), plataforma continental sudeste brasileira. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15 (SBSR). 2011, Curitiba, PR. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2011. p. 7168–7175.
- SARACENO, M.; PROVOST, C.; PIOLA, A. R. On the relationship between satellite-retrieved surface temperature fronts and chlorophyll a in the western South Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. C11, p. C11016, 2005.
- SARACENO, M.; PROVOST, C.; PIOLA, A. R.; BAVA, J.; GAGLIARDINI, A. Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. C5, p. C05027, 2004.

SARTORI NETO, A. **Análise de imagens termais AVHRR utilizando transformada de Fourier e ondaletas para determinação de padrões em vórtices e meandros**. 2004. 103 p. Tese (Doutorado em Ciência Florestal) - Universidade Federal de Viçosa (UFV). Viçosa, MG. 2004.

SCHÄFER, H.; KRAUSS, W. Eddy statistics in the South Atlantic as derived from drifters drogued at 100 m. **Journal of Marine Research**, v. 53, n. 3, p. 403–431, 1995.

SCHMID, C.; SCHÄFER, H.; PODESTÁ, G. G.; ZENK, W. The Vitória eddy and its relation to the Brazil Current. **Journal of Physical Oceanography**, v. 25, p. 2532–2546, 1995.

SEGAL, B.; EVANGELISTA, H.; KAMPEL, M.; GONÇALVES, A. C.; POLITO, P. S.; SANTOS, E. A. Potential impacts of polar fronts on sedimentation processes at Abrolhos coral reef (South-West Atlantic Ocean/Brazil). **Continental Shelf Research**, v. 28, n. 4-5, p. 533–544, mar. 2008.

SHARPLES, J.; SIMPSON, J. H. In: STEELE, J. H. (Org.). **SHELF SEA AND SHELF SLOPE FRONTS**. Oxford: Academic Press, 2001. p. 2760–2768.

SHAW, A. G. P.; VENNEL, R. A front-following algorithm for AVHRR SST imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 72, n. 3, p. 317–327, 2000.

SHIMADA, T.; SAKAIDA, F.; KAWAMURA, H.; OKUMURA, T. Application of an edge detection method to satellite images for distinguishing sea surface temperature fronts near the Japanese coast. **Remote Sensing of Environment**, v. 98, n. 1, p. 21–34, set. 2005.

SILVA, M. Á. B. **Análise da correlação espacial da presença de Mysticetos com frentes oceânicas**. 2013. 54 p. Dissertação (Mestrado). Universidade de Lisboa. Lisboa. 2013.

SILVEIRA, I. C. A. DA. **O sistema corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ**. 2007. 181 p. USP. 2007.

SILVEIRA, I. C. A. DA; CALADO, L.; CASTRO, B. M.; CIRANO, M.; LIMA, J. A. M.; MASCARENHAS, A. D S. On the baroclinic structure of the Brazil current– intermediate western boundary current system at 22°–23°S. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 14, p. L14308, 2004.

SILVEIRA, I. C. A. DA; LIMA, J. A. M.; SCHMIDT, A. C. K.; CECCOPIERI, W.; SARTORI NETO, A.; FRANSCISCO, C. P. F.; FONTES, R. F. C. Is the meander growth in the Brazil Current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability? **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 45, n. 3-4, p. 187–207, ago. 2008.

SIMHADRI, K. K.; IYENGAR, S. S.; HOLYER, R. J.; LYBANON, M.; ZACHARY, J. M. Wavelet-Based Feature Extraction from Oceanographic Images. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, n. 3, p. 767–778, 1998.

SIMPSON, J. H.; HUNTER, J. R. Fronts in the Irish Sea. **Nature**, v. 250, p. 404–406, 1974.

SMALL, R. J.; DESZOEKE, S. P.; XIE, S. P.; O'NEILL, L.; SEO, H.; SONG, Q.; CORNILLON, P. C.; SPALL, M.; MINOBE, S. Air–sea interaction over ocean fronts and eddies. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 45, n. 3-4, p. 274–319, ago. 2008.

SOLANKI, H. U.; PRAKASH, P.; DWIVEDI, R. M.; NAYAK, S. R.; KULKARNI, A.; SOMVANSHI, V. S. Synergistic application of oceanographic variables from multi-satellite sensors for forecasting potential fishing zones: methodology and validation results. **International Journal of Remote Sensing**, v. 31, n. 3, p. 775–789, 17 fev. 2010.

SOUTELINO, R. G.; GANGOPADHYAY, A.; SILVEIRA, I. C. A. DA. The roles of vertical shear and topography on the eddy formation near the site of origin of the Brazil Current. **Continental Shelf Research**, v. 70, p. 46–60, nov. 2013.

SOUTELINO, R. G.; SILVEIRA, I. C. A. DA; GANGOPADHYAY, A.; MIRANDA, J. A. Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20°S? **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 3, 8 fev. 2011.

SOUZA, R. B. **Oceanografia por satélites**. São Paulo, SP: Oficina de Textos, 2005. 326 p.

SOUZA, R. B. **Satellite and Lagrangian observations of mesoscale surface processes in the Southwestern Atlantic Ocean**. 2000. 257 p. Thesis (Doctoral on Ocean and Earth Science) - University of Southampton, Faculty of Science, School of Ocean and Earth Science, Southampton University. 2000.

SOUZA, R. B.; LORENZZETTI, J. A.; LUCCA, E. V. D. In: SOUZA, R. B. DE (Org.). **Estimativas da temperatura da superfície do mar através do sensoriamento remoto no infravermelho**. São Paulo, SP: Oficina de Textos,

2005. 102–116 p. 7.

SOUZA, R. B.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A. E.; KAMPEL, M.; OLIVEIRA, E. N.; LORENZZETTI, J. A. Multi-sensor satellite and in situ measurements of a warm core ocean eddy south of the Brazil–Malvinas Confluence region.

Remote Sensing of Environment, v. 100, n. 1, p. 52–66, jan. 2006.

SOUZA, R. B.; ROBINSON, I. S. Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. **Continental Shelf Research**, v. 24, n. 2, p. 241–262, jan. 2004.

SREENIVASAN, K. R. FRACTALS AND MULTIFRACTALS IN FLUID TURBULENCE. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 23, p. 539–604, 1991.

STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A. The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. C6, p. 9507–9520, 1992.

STEGMANN, P. M.; ULLMAN, D. S. Variability in chlorophyll and sea surface temperature fronts in the Long Island Sound outflow region from satellite observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. C7, p. C07S03, 2004.

STRONG, A. E.; MCCLAIN, E. P. Improved ocean surface temperatures from space—comparisons with drifting buoys. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 65, p. 138–142, 1984.

SZCZODRAK, M.; MINNETT, P. J.; EVANS, R. H. The effects of anomalous atmospheres on the accuracy of infrared sea-surface temperature retrievals: dry air layer intrusions over the tropical ocean.

Remote Sensing of Environment, v. 140, p. 450–465, jan. 2014.

TAYLOR, J. R.; FERRARI, R. Ocean fronts trigger high latitude phytoplankton blooms. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 23, p. n/a–n/a, 2 dez. 2011.

TEIXEIRA, C. E. P.; LESSA, G. C.; CIRANO, M.; LENTINI, C. A. D. The inner shelf circulation on the Abrolhos Bank, 18°S, Brazil. **Continental Shelf Research**, v. 70, p. 13–26, 2013.

- TOKINAGA, H.; TANIMOTO, Y.; XIE, S. P. SST-induced surface wind variations over the Brazil-Malvinas confluence: satellite and *in situ* observations*. **Journal of climate**, v. 18, p. 3470–3482, 2005.
- TURIEL, A.; ISERN-FONTANET, J.; GARCIA-LADONA, E.; FONT, J. Multifractal method for the instantaneous evaluation of the stream function in geophysical flows. **Physical Review Letters**, v. 95, n. 10, p. 104502, set. 2005.
- TURIEL, A.; NIEVES, V.; GARCIA-LADONA, E.; FONT, J.; RIO, M.-H.; LARNICOL, G. The multifractal structure of satellite sea surface temperature maps can be used to obtain global maps of streamlines. **Ocean Science Discussions**, v. 6, n. 1, p. 129–151, 22 jan. 2009.
- TURIEL, A.; SOLE, J.; NIEVES, V.; BALLABRERA-POY, J.; GARCIA-LADONA, E. Tracking oceanic currents by singularity analysis of microwave sea surface temperature images. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 5, p. 2246–2260, maio 2008.
- ULLMAN, D. S.; CORNILLON, P. C. Continental shelf surface thermal fronts in winter off the northeast US coast. **Continental Shelf Research**, v. 21, n. 11-12, p. 1139–1156, jul. 2001.
- ULLMAN, D. S.; CORNILLON, P. C. Evaluation of front detection methods for satellite-derived SST data using in situ observations. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 17, p. 1667–1675, 2000.
- ULLMAN, D. S.; CORNILLON, P. C. Satellite derived sea surface temperature fronts on the continental shelf off the northeast US coast. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C10, p. 23459–23478, 1999.
- VALÉRIO, L. P.; CALADO, L.; MARONE, E. Frente Térmica e Núcleo de Velocidade da Corrente do Brasil na Costa Sudeste Brasileira. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15 (SBSR). 2011, Curitiba, PR. **Anais...** São José dos Campos: INPE. 2011. p. 7100–7105.
- VAZQUEZ-CUERVO, J.; DEWITTE, B.; CHIN, T. M.; ARMSTRONG, E. M.; PURCA, S.; ALBURQUEQUE, E. An analysis of SST gradients off the Peruvian Coast: The impact of going to higher resolution. **Remote Sensing of Environment**, v. 131, p. 76–84, abr. 2013.
- WAINER, I.; CAMPOS, C. P. DE; MENDES, A. L. T.; ANDRIONI, M. **Atlas Climatológico: região do Atlântico Sul**. São Paulo, SP: Intermeios, 2012. 82 p.

WALKER, N.; MYINT, S.; BABIN, A.; HAAG, A. Advances in satellite radiometry for the surveillance of surface temperatures, ocean eddies and upwelling processes in the Gulf of Mexico using GOES-8 measurements during summer. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 16, 2003.

WALL, C. C.; MULLER-KARGER, F. E.; ROFFER, M. A.; HU, C.; YAO, W.; LUTHER, M. E. Satellite remote sensing of surface oceanic fronts in coastal waters off west-central Florida. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 6, p. 2963–2976, jun. 2008.

P JEREMY (WERDELL). **Ocean color chlorophyll (oc) v6**. Disponível em: <<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/REPROCESSING/R2009/ocv6/>>. Acesso em: 18 dez. 2013.

YEAGER, S. G.; LARGE, W. G. **CORE.2 global air-sea flux dataset**. [S.l.]: Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory-NCAR, 2008. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5065/D6WH2N0S>>.

YODA, K.; SHIOMI, K.; SATO, K. Foraging spots of streaked shearwaters in relation to ocean surface currents as identified using their drift movements. **Progress in Oceanography**, dez. 2013. DOI: 10.1016/j.pocean.2013.12.002.

YODER, J. A.; ACKLESON, S. G.; BARBER, R. T.; FLAMENT, P.; BALCH, W. M. A line in the sea. **Nature**, v. 371, 1994.

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

ZHANG, L.; BAO, P. Edge detection by scale multiplication in wavelet domain. **Pattern Recognition Letters**, v. 23, n. 14, p. 1771–1784, dez. 2002.

ZOFFOLI, M. L.; KAMPEL, M.; MARIA, L.; FONSECA, G. Caracterização da pluma de sedimentos do rio Doce (ES) utilizando dados TM – Landsat 5. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15 (SBSR), 2011, Curitiba, PR. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2011. p. 5025–5031.

APÊNDICE A – FIGURAS COMPLEMENTARES

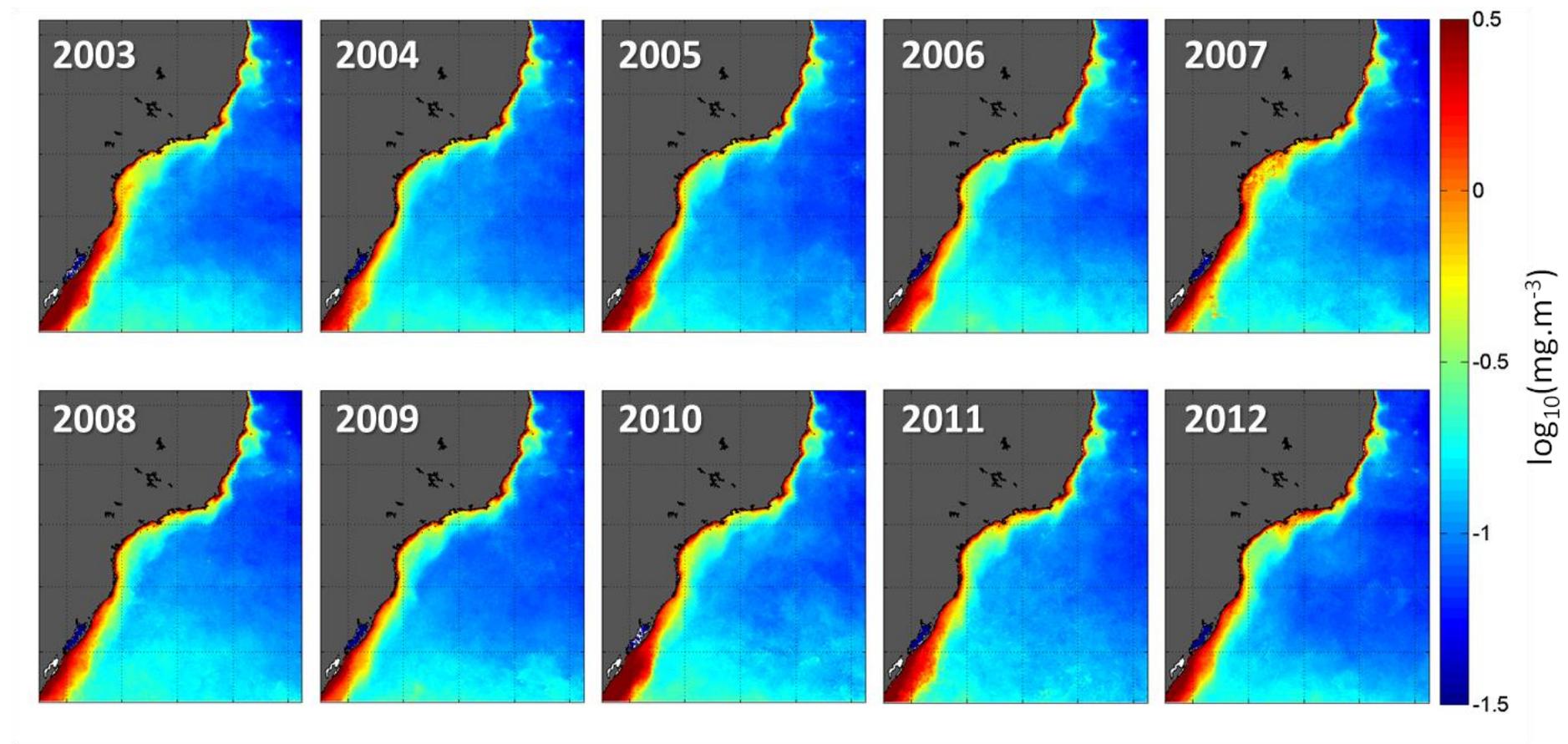


Figura A.1: Médias anuais de CHL, transformada para \log_{10} da concentração de clorofila-a.

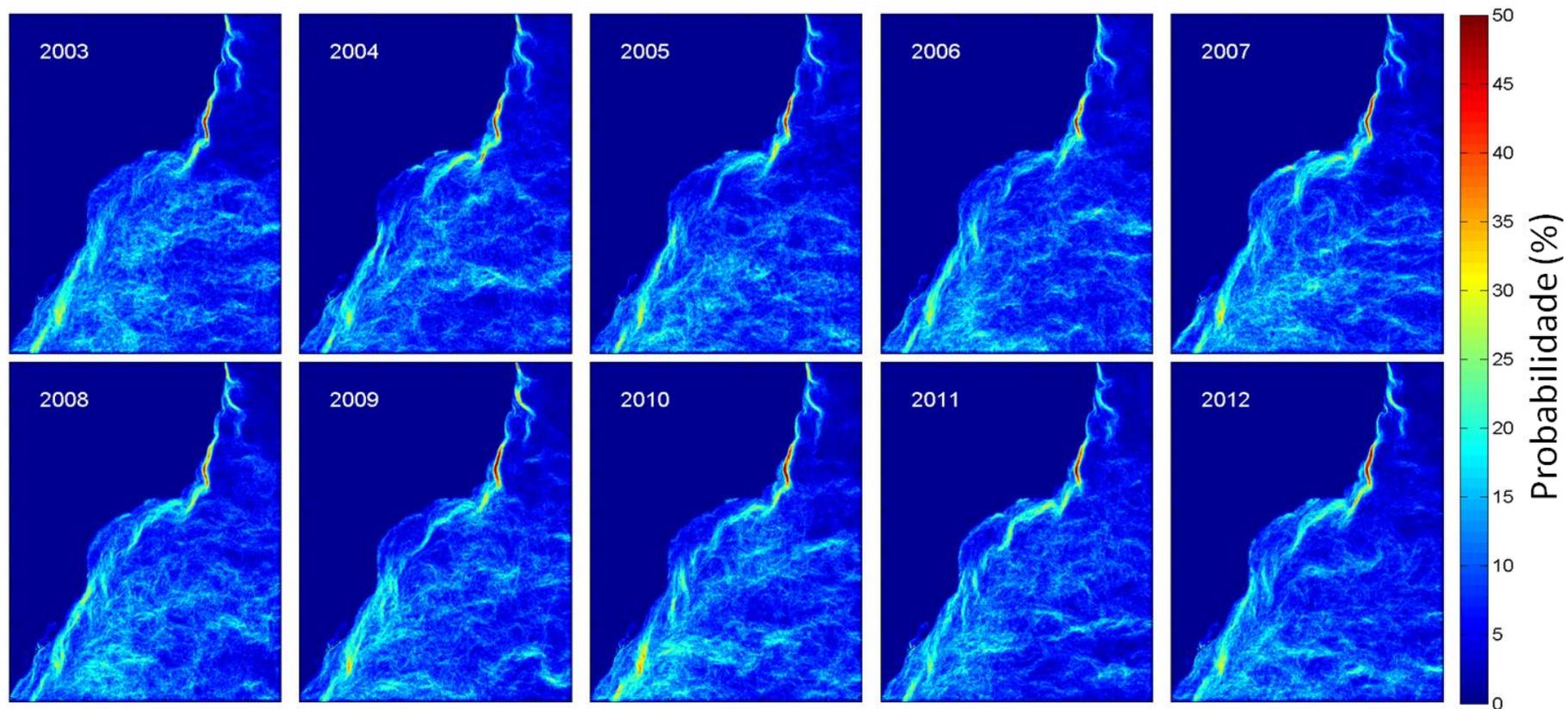


Figura A.2: Médias anuais da %FNT.

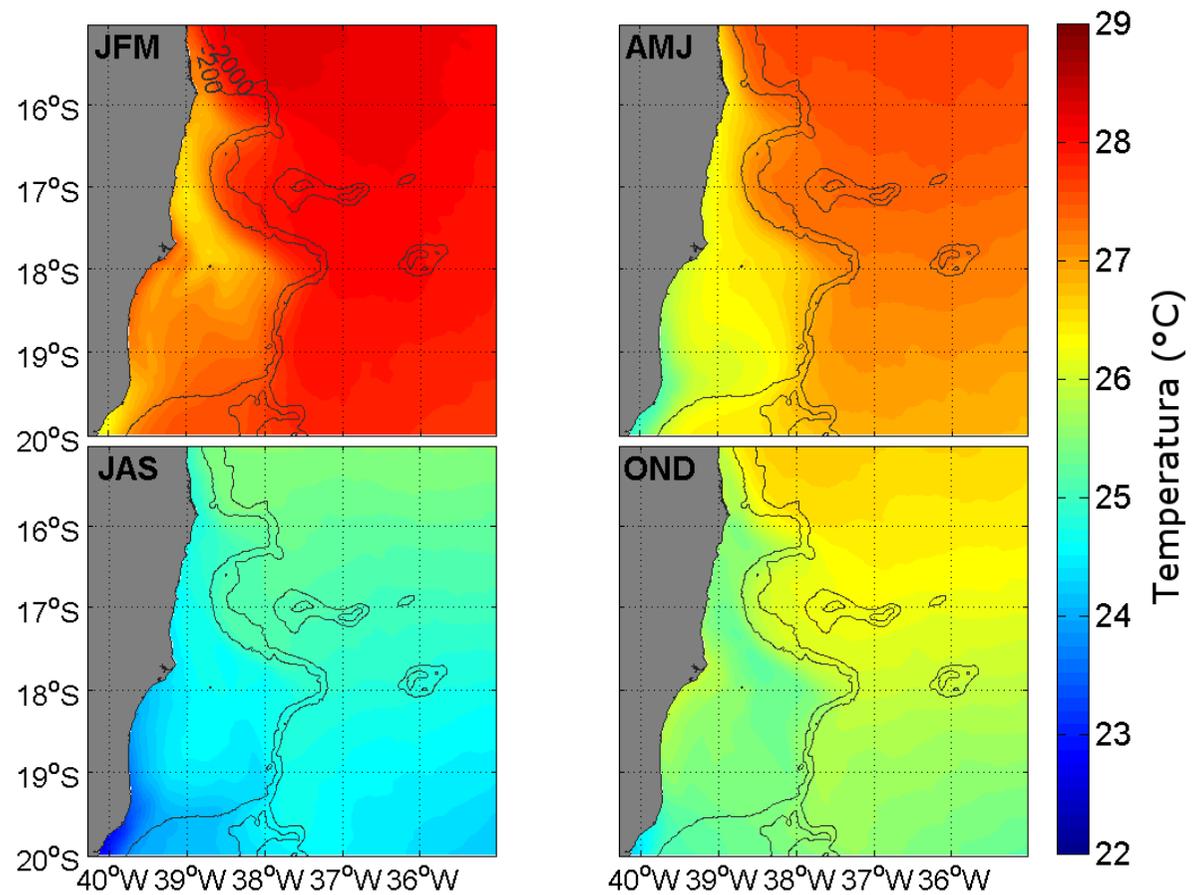


Figura A.3: Climatologia sazonal de TSM_{MUR} na área de Abrolhos. As isóbatas representadas são de 200m e 2000m, com a profundidade indicada no primeiro quadro.

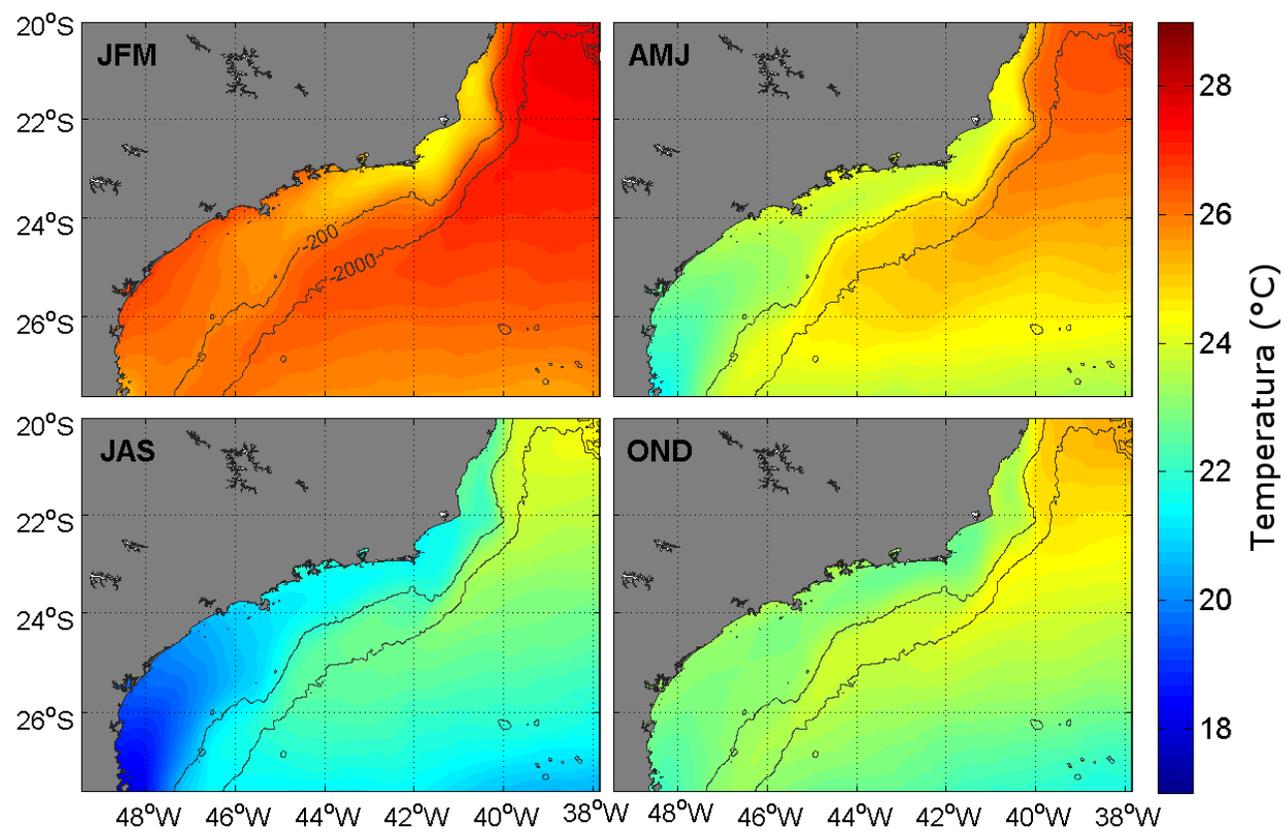


Figura A.4: Climatologia sazonal de TSM_{MUR} na área central. As isóbatas representadas são de 200m e 2000m, com a profundidade indicada no primeiro quadro.

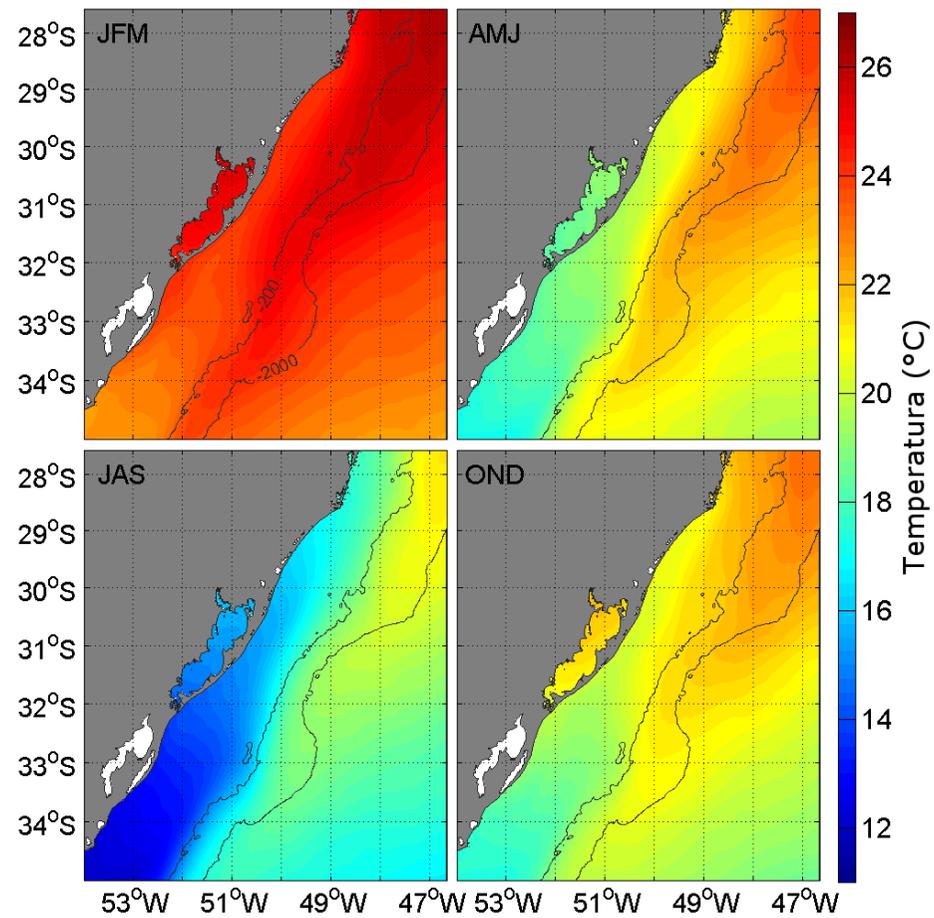


Figura A.5: Climatologia sazonal de TSM_{MUR} na área sul. As isóbatas representadas são de 200m e 2000m, com a profundidade indicada no primeiro quadro.