

Universidade Federal do Rio Grande

Instituto de Oceanografia

Programa de Pós-Graduação em Oceanologia

**Vórtices de submesoescala na
Plataforma Sudeste Brasileira**

Felipe Furtado Pinho

Dissertação apresentada ao
programa de Pós-Graduação
em Oceanologia, como parte
dos requisitos para obtenção
do Título de Mestre

Orientador: *Prof. Dr. Jorge Arigony Neto*

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Coorientador: *Prof. Dr. Fabrício Sanguinetti Cruz de Oliveira*

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Rio Grande, RS, Brasil

Abril de 2021

Vórtices de submesoescala na Plataforma Sudeste Brasileira

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em
Oceanologia, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de
Mestre

por

Felipe Furtado Pinho

Rio Grande, RS, Brasil

Abril de 2021

© A cópia parcial e a citação de trechos desta tese são permitidas sobre a condição de que qualquer pessoa que a consulte reconheça os direitos autorais do autor. Nenhuma informação derivada direta ou indiretamente desta obra deve ser publicada sem o consentimento prévio e por escrito do autor

Pinho, Felipe Furtado

Vórtices de submesoescala na Plataforma Sudeste Brasileira. / Felipe Furtado Pinho – Rio Grande: FURG, 2021.

Número de páginas p. 75

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande.

Mestrado em Oceanologia. Área de Concentração: Física dos Oceanos e Clima. 1. Dinâmica dos oceanos. 2. Sensoriamento remoto. 3. SAR. 4. Vórtices oceânicos. I. Vórtices de submesoescala na Plataforma Sudeste Brasileira.




UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE - FURG
IO – INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOLOGIA
E-mail: ccpofgg@furg.br – home-page: www.ppgg.furg.br



ATA ESPECIAL DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO 01/2021

Às 09h do dia 15 de abril do ano de dois mil e vinte e um, por Vídeo Conferência, reuniu-se a Comissão Examinadora da Dissertação de **MESTRADO** intitulada: "**Vórtices de submesoescala na plataforma Sudeste Brasileira**", do **Acad. Felipe Furtado Pinho**. A Comissão Examinadora foi composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. Jorge Arigony Neto – (Orientador – IO/FURG), Prof. Dr. Fabricio Sanguinetti Cruz de Oliveira - (Co-orientador - IO-FURG), Prof. Dr. Carlos Augusto F. Schettini (IO/FURG) e Prof. Dr. Paulo Simionatto Polito (IO-USP). Dando início à reunião, o Presidente da sessão, Prof. Dr. Jorge Arigony Neto, agradeceu a presença de todos, e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após, esclareceu que o Candidato teria de 45 a 60 min para explanação do tema, e cada membro da Comissão Examinadora, um tempo máximo de 30 min para perguntas. A seguir, passou à palavra ao Candidato, que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação, a Comissão Examinadora reuniu-se em reservado para discussão do conceito a ser atribuído ao Candidato. Foi estabelecido que as sugestões de todos os membros da Comissão Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pelo Orientador/Candidato para incorporação na versão final da Dissertação. Finalmente, a Comissão Examinadora considerou o candidato aprovado por unanimidade. Nada mais havendo a tratar, foi lavrada a presente ATA, que após lida e aprovada, será assinada pela Comissão Examinadora, pelo Candidato e pelo Coordenador o Programa de Pós-Graduação em Oceanologia (PPGO).


Prof. Dr. Jorge Arigony Neto
Presidente


Prof. Dr. Fabricio Sanguinetti C. de Oliveira


Prof. Dr. Carlos Augusto F. Schettini


Prof. Dr. Paulo Simionatto Polito


Acad. Felipe Furtado Pinho


Prof. Dr. Rodrigo Kerr
Coordenador do PPGO

Agradecimentos

Primeiramente agradecer a minha família que sempre me apoiou e incentivou a minha carreira acadêmica, além de todo o amor e carinho que sempre me deram. Sem vocês eu não teria conseguido chegar até aqui.

Agradecer a todos os integrantes do LEOC pelo conhecimento transmitido através de cada conversa nos arredores dos corredores, copa e salas de aula. Agradecer aos meus orientadores, principalmente o Prof. Fabrício Sanguinetti por ter aceito no início a ideia deste trabalho e por nunca ter duvidado da minha capacidade de executá-lo.

Agradecer em especial à Luiza Luz, por ter me acompanhado em todos os momentos dessa jornada e ser meu porto seguro, te amo!

Fica também meu agradecimento a todos os integrantes dos embarques realizados no projeto SAMOC e SAMBAR nos anos de 2018 e 2019. Foi uma experiência indescritível navegar com vocês.

Por fim, queria agradecer imensamente a todos os meus amigos moradores da Praia do Cassino que estiveram comigo durante o período de mestrado.

Índice

Agradecimentos.....	I
Lista de Figuras da Dissertação.....	IV
Lista de Tabelas da Dissertação.....	VII
Lista de Acrônimos e Abreviações.....	IV
Resumo.....	X
Abstract.....	XI
Capítulo I: Introdução.....	1
I. 1. Vórtices de submesoescala.....	1
I. 2. Processos de formação dos VSM.....	3
I. 3. Conceito de SAR (Synthetic Aperture Radar).....	5
I. 4. Detecção dos VSM.....	8
Capítulo II: Objetivos.....	11
Capítulo III: Área de Estudo.....	13
Capítulo IV: Materiais e Métodos.....	18
IV. 1. Dados SAR da missão Sentinel-1.....	18
IV. 2. Pré-processamento dos dados Sentinel-1 GRD.....	21
IV. 3. Identificação dos VSM.....	23
IV. 4. Criação dos mapas de densidade dos VSM.....	26
IV. 5. Dados de vento L3 Global Ocean Wind.....	26
IV. 6. Dados de temperatura da superfície do mar do Multi-Scale Ultra High Resolution (MUR).....	27
IV. 7 Dados de velocidade da corrente superficial (HYCOM).....	28
Capítulo V: Resultados.....	30

V. 1. VSMS.....	30
V. 2 TSM.....	34
V. 3 Vento superficial (ASCAT).....	36
V. 4 Corrente superficial (HYCOM).....	37
Capítulo VI: Discussão.....	40
Capítulo VII: Conclusão.....	51
Referências Bibliográficas.....	53

Lista de Figuras da Dissertação

Figura 1: Ilustração das etapas de uma simulação representando a camada de mistura após a passagem de uma frente fria. Figura de Boccaletti <i>et al.</i> (2007).....	5
Figura 2: Representação do SAR operando a bordo de uma plataforma. Figura de Braun (2019).....	6
Figura 3: Exemplos de vórtices brancos (A) e pretos (B) identificados nas imagens SAR.....	9
Figura 4: Relação entre a velocidade do vento e os tipo de de vórtices detectados. Figura de Gade <i>et al.</i> (2018).....	10
Figura 5: Região do ESB com as isóbatas de 200 e 1000 metros de profundidade.....	14
Figura 6: ilustração as massas de águas presente na Plataforma Sudeste do Brasil. Figura de Ribeiro (1996).....	15
Figura 7: Modos de aquisição da costelação Copernicus Sentinel-1.....	20
Figura 8: Location of the SBB, with the isobaths of 200 and 1000 meters (black line), and the SAR images used in this study (blue polygons).....	21
Figura 9: Etapas de pré-processamento das imagens SAR.....	23
Figura 10: Imagem SAR contendo vórtices identificados através do critério visual; os centros dos vórtices estão destacados em arceriscos brancos.....	26
Figura 11: Representação dos vórtices brancos (pontos amarelos) e pretos (pontos pretos) detectados em toda a série temporal. (B) Representação dos vórtices ciclônicos e anticiclônicos.....	32

Figura 12: <i>Hetmaps</i> gerados a partir dos vórtices detectados para os anos de 2016 (A), 2017 (B), 2018 (C) e para toda a serie temporal (D).....	33
Figura 13:Frequência dos raios dos VSMs detectados.....	34
Figura 14: Média mensal dos vórtices detectados.....	35
Figura 15: Representação da médias (linha cinza), máximas (linha tracejada vermelha) e mínimas (linha tracejada azul) mensais de temperatura na região do ESB.....	35
Figura 16: Representação das média sazonais de TSM para a região do ESB, compreendendo o período entre as primaveras de 2016 (A) e 2018(I).....	37
Figura 17: Representação da frequência de vento no quadrante sudeste (azul), nordeste (laranja), noroeste (amarela) e sudoeste (verde).....	38
Figura 18: Média sazonal das velocidades dos ventos superficiais no ESB, compreendendo o período entre as primaveras de 2016 (A) e 2018(I).....	39
Figura 19: Velocidades médias (linha vermelha), máximas (linha azul) e mínimas (linha amarela) mensais da corrente superficial no ESB.....	40
Figura 20: Médias sazonais da velocidade superficial na região do ESB para o período de primavera de 2016 (A) até primavera de 2018 (i).....	41
Figura 21: (A) Média mensal da TSM do valor máximo (linha pontilhada laranja), mínimo (linha pontilhada azul), média (linha cinza) e da frequência mensal de VSM detectados. Os números sobre a linha azul representam os valores em cada pico de frequência. (B) Frequência mensal dos VSMs (linha azul) e índice ENOS ONI (linha laranja).....	43
Figura 22:Frequências e intesidades dos ventos nos meses de junho e julho de 2017 (A e B) e 2018 (C e D).....	44
Figura 23: Médias da TSM dos meses de junho e julho de 2017 (A e B) e 2018 (C e D).....	45

Figura 24:Diferença das temperaturas médias de Junho e Julho de 2017 e 2018. Mapa (A) representa os valores de junho de 2018 subtraídos por junho de 2017. Mapa (B) representa a mesma operação, sendo realizada para o mês de julho.....	46
Figura 25: Ilustração da região de alta concentração de VSMS detectados próximo de Ilhabela.....	47
Figura 26: Ilustração das isolinhas geradas a partir do <i>Heatmap</i> na região próxima a Ilhabela (A) e dos dados da corrente superficial do Hycom recortados a partir da isolinha mais interna (B).....	48
Figura 27: Ilustração das isolinhas geradas a partir do <i>Heatmap</i> na região próxima a Ilhabela (A) e dos dados da corrente superficial do Hycom recortados a partir da isolinha mais interna (B).....	49
Figura 28: Sazonalidade da frequência e intensidade da corrente superficial na região no entorno da Ilhabela.....	50
Figura 29: Séries temporais (diária) dos ventos de superfície sobre as regiões da plataforma continental (azul) e do oceano profundo (vermelho) no ESB. As linhas grossas correspondem às séries temporais suavizadas por uma regressão polinomial de 5º grau.....	51
Figura 30: Distribuição das velocidades de vento dos vórtices detectados.....	52

Lista de Tabelas da Dissertação

Tabela 1 : Tipos de dados L3 Global Wind Data e seus respectivos dados L2 usados para ser gerados.....	27
Tabela 2 : Estatística dos vórtices detectados por ano, com sua frequência por tipo e polaridade.	31
Tabela 3 : Estatística relacionada ao raio dos VSMS detectados.....	32
Tabela 4 : Valores sazonais das velocidades médias do vento e da frequência de VSMS detectados.	50

Lista de Acrônimos e Abreviações

A

ACAS - Água central do Atlântico Sul

AC - Água costeira

ASCAT - *Advanced Scatterometer*

AVHRR - *Advanced Very High Resolution Radiometer*

AMSR-2 - *Advanced Microwave Scanning Radiometer 2*

AMSR-E - *Advanced Microwave Scanning Radiometer*

C

CB - Corrente do Brasil

CSM - Cabo de Santa Marta

CF - Cabo Frio

CMEMS - *Copernicus Marine Environment Monitoring Service*

E

ESA - *European Space Agency*

ESB - Embaiamento Sudeste Brasileiro

ENOS - El Niño Oscilação Sul

EUMETSAT - *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*

EUA - Estados Unidos da América

EOS - *Earth Observing System*

G

GRD - *Ground Range Detected*

GCOM-W1 - *Global Change Observation Mission 1st - Water*

H

HYCOM - *Hybrid Coordinate Ocean Model*

I

IW - *Interferometric Wide Swath Mode*

J

JAXA - *Japan Aerospace Exploration Agency*

M

MODIS - *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*

MICOM - *Miami Isopycnic-Coordinate Ocean Model*

MUR - *Multi-Scale Ultra High Resolution*

N

NE - Nordeste

N - Norte

NO - Noroeste

NOAA - *Oceanic Atmospheric Administration*

NASA - *National Aeronautics and Space Administration*

P

POC - Carbono Orgânico
Particulado

PO.DACC - *Physical
Oceanography Active Archive
Center*

R

RADAR - *Radio Dectection and
Ranging*

S

SAR - *Synthetic Aperture Radar*

SLC - *Single Look Complex*

SNAP - *Sentinel Application
Platform*

SHP - *Shapefile*

SE - Sudeste

S - Sul

SO - Sudoeste

S1 - *Sentinel-1*

T

TSM - Temperatura da superfície
do mar

V

VM - Vórtices de mesoescala

VSM - Vórtices de submesoescala

Resumo

A quantificação e detecção de feições oceanográficas como os vórtices, são de extrema importância para melhorar a compreensão da dinâmica dos oceanos, tendo em vista que essas feições desempenham papel fundamental na distribuição de propriedades físicas, químicas e biológicas na coluna d'água. No entanto, existe uma grande lacuna quando se trata do monitoramento de feições de submesoescala, devido às suas reduzidas escalas espaciais e temporais.

O presente trabalho teve como objetivo preencher essa lacuna para o Atlântico Sudoeste, na região do Embaiamento Sudeste Brasileiro, tendo em vista que estudos sobre os vórtices de submesoescala (VSMs) são inexistentes na região. Para a detecção dos VSM foram utilizadas imagens SAR dos satélites Sentinel-1(A e B) entre 27/09/2016 e 31/12/2018. Também foram utilizados dados da velocidade do vento, temperatura da superfície do mar e velocidade superficial como dados complementares, servindo de suporte para compreender quais processos estão agindo na formação dessas feições.

A partir deste trabalho, foi possível verificar que houve uma maior ocorrência dos VSM nos períodos de inverno e durante os eventos de La Niña, estando estes períodos relacionados a um aumento nos ventos de quadrante sul (sudoeste e sudeste) que ocorre devido a passagem das frentes frias na região. Além disso, foi possível avaliar que os dados SAR são mais adequados para a detecção de tais feições na região da Plataforma Continental, devido a atuação de ventos moderados e conseqüentemente uma maior presença de biofilmes, o que facilita na distinção das feições nas imagens SAR.

Abstract

The quantification and detection of oceanographic features as eddies are essential for a better understanding of ocean dynamics, as these features play a fundamental role in the distribution of physical, chemical, and biological properties in the water column. However, there is a big gap concerning the monitoring subscale features due to their reduced spatial and temporal scales.

The present study aimed to fill this lack of information in the South Brazilian Bight (Southwest Atlantic), considering that studies on the submesoscale eddies (SME) are still inexistent in the area. Thus, SAR images from the Sentinel-1 satellites (A and B) collected between 9/27/2016 and 12/31/2018 were used for SME detection. Wind speed, sea surface temperature, and surface speed data were also used as complementary data, serving as a support to understand which processes are acting in the formation of these features.

As a result, we could verify a higher frequency of SMEs during the winter and La Niña events since these periods are related to the increasing southeasterly and southwesterly winds associated with cold fronts in the region. We could also assess that SAR data were suitable for detecting eddies within the continental shelf due to moderate winds and, consequently, a considerable presence of biofilms that promotes the distinction of SMEs in SAR images.

Capítulo I: Introdução

I. 1 Vórtices de submesoescala

Vórtices são feições recorrentes que desempenham papel fundamental na dinâmica dos oceanos, transportando momentum, calor, e propriedades biogeoquímicas. Além disso, essas estruturas tem grande impacto nos processos de mistura dos oceanos (Robinson, 1983)

Os vórtices oceânicos existem em diferentes escalas espaciais, podendo ser divididos em mesoescala e submesoescala. São definidos como vórtices de mesoescala (VM) aqueles dominados pela efeito de rotação da Terra (número de Rossby $\ll 1$), com raio maior que o raio de deformação baroclínico local, podendo persistir nos oceanos durante vários meses (Schouten *et al.*, 2000). No entanto, os vórtices de submesoescala (VSM) não são dominados, mas influenciados pela rotação da Terra (número de Rossby ≈ 1), com raio menor do que o raio de deformação baroclínico local e tempo de vida de alguns dias (McWilliams, 2016). O número de Rossby é calculado através de:

$$R_o = \frac{U}{Lf} \quad (1)$$

, onde U representa a velocidade horizontal do fluido, $f = 2\Omega \sin\theta$ a frequência local de Coriolis. Assim como o parâmetro de Coriolis, o número de Rossby irá variar com o seno da latitude. Já o raio de deformação baroclínico é dado por:

$$R_D = \frac{NH}{f} \quad (2)$$

, onde H é a profundidade total da coluna d'água, N é a média da frequência de Brunt-Väisälä sobre toda a coluna d'água (Chelton *et al.*, 1998).

Os VM são feições bem compreendidas no meio científico, tendo sido tema de muitos estudos desenvolvidos com o auxílio de altímetros a bordo de satélites (Oliveira & Polito, 2018; Guerra *et al.*, 2018; Chaigneau *et al.*, 2008; Chelton *et al.*, 2007; Brachet *et al.*, 2004; Robinson, 1983). Já os VSM, apesar de ser uma das feições mais recorrentes nos oceanos (Munk *et al.* 2000), ainda não são bem compreendidos. Embora os altímetros convencionais tenham revelado propriedades turbulentas de mesoescala dos oceanos (Morrow & Le Traon, 2012), eles detectam apenas a dinâmica de mesoescala. Como tal, eles não podem quantificar os campos de submesoescala. No entanto, para uma compreensão completa da variabilidade da dinâmica de mesoescala nos oceanos é necessário uma melhor compreensão da dinâmica de submesoescala (Klein *et al.*, 2015).

Uma característica importante dos VSM, são as altas velocidades verticais próxima a superfície associadas aos fluxos gerados por estas feições. Estudos de modelagem numérica sugerem que movimentos turbulentos de submesoescala impulsionam velocidades verticais de uma ou duas ordens de magnitude maiores do que aquelas da

ordem de 1m por dia associadas à divergência de fluxos de mesoescala (Callies *et al.*, 2015; Capet *et al.*, 2008; Lapeyre & Klein, 2006). Essa característica tem uma grande importância, pois faz com que os vórtices de submesoescala afetem significativamente a distribuição vertical das propriedades biogeoquímicas e físicas. De acordo com Capet *et al.* (2008), a representação de uma modelagem em menores escalas resulta em uma melhor representação dos fluxos verticais nos oceanos. Um exemplo disso, é o processo de injeção de nutrientes forçada por processos de submesoescala, que possibilita o aperfeiçoamento das estimativas da produção primária e biomassa de fitoplâncton nos oceanos oligotróficos (Oguz *et al.*, 2017; Mahadevan, 2016; Levy *et al.*, 2012). Omand *et al.* (2015) evidenciam sobre a importância dos VSMs no transporte de carbono orgânico particulado (POC) para o interior do oceano, podendo ser transportado abaixo da camada de mistura. Já Su *et al.* (2018), modelaram a camada superior do oceano em submesoescala e obtiveram um transporte de calor cinco vezes maior e uma temperatura da superfície do mar (TSM) até 0.3 °C maior quando comparados com modelagens de maiores escalas. Estes trabalhos indicam que a dinâmica de submesoescala é essencial para quantificar com maior acurácia os processos oceanográficos biogeoquímicos e físicos, e consequentemente, melhorar o entendimento da dinâmica dos oceanos.

I. 2 Processos de formação dos VSM

Diferentes processos são os responsáveis pela formação dos VSM, variando de acordo com as características da costa, batimetria e dinâmica local. De acordo com Zatsepin *et al.* (2019), os principais mecanismos de formação dos VSM são: (1) instabilidade barotrópica; (2) interação das correntes com feições costeiras, como cabos e baías; (3) interação das correntes com batimetria (declives acentuados e bancos

submersos) e (4) Instabilidade baroclínica da camada de mistura.

As instabilidades, tanto barotrópicas quanto baroclínicas, são feições intrínsecas de fluidos geofísicos, portanto, havendo um escoamento cujo estado básico se encontra em balanço geostrófico ele estará naturalmente sujeito à ocorrência de instabilidades (Azevedo *et al.* 2008). A instabilidade barotrópica ocorre devido ao consumo da energia cinética em regiões de cisalhamento das velocidades horizontais, levando à intensa formação de VSMs nas regiões de frentes e próximo dos VMs. No caso da instabilidade baroclínica, se dá através da liberação de energia através do relaxamento das isopicnais (estratificação vertical), onde antes se encontravam inclinadas (gradiente de densidade horizontal) armazenando energia potencial. No entanto, a instabilidade baroclínica relatada anteriormente é decorrente de processos em correntes de mesoescala. Em condições de submesoescala o processo ocorre de outra forma, pois quanto maior a mistura e mais profunda a base da camada de mistura, maior será a energia potencial armazenada em frentes de submesoescala (gradiente lateral de densidade), e mais energético será o fluxo resultante da instabilidade frontal (Brannigan *et al.*, 2015). Esse tipo de processo representa a instabilidade baroclínica da camada de mistura.

Na figura 1, retirada do trabalho de Boccaletti *et al.* (2007), temos as etapas de uma simulação realizada desde uma configuração inicial, com uma frente térmica contendo uma camada superior do oceano bem misturada, até a fase final onde ocorre a formação de vórtices e uma reestratificação da coluna d'água. A primeira etapa (a) consiste em uma frente lateral de temperatura em uma camada superior do oceano bem misturada sobre uma camada estável mais densa. A segunda fase (b) representa o 10º dia de simulação, onde as frentes se inclinam da vertical para horizontal e começam a ocorrer distúrbios ao longo destas. A inclinação dessas perturbações é tal que começa ocorrer a

liberação de energia potencial armazenada na estratificação horizontal. No 12º dia (c) as perturbações são totalmente não lineares e começam a crescer em escala, como resultado de uma cascata inversa de energia. No 17º dia (d) os VSMS se formam a partir das perturbações com a frontogênese nas extremidades dessas feições.

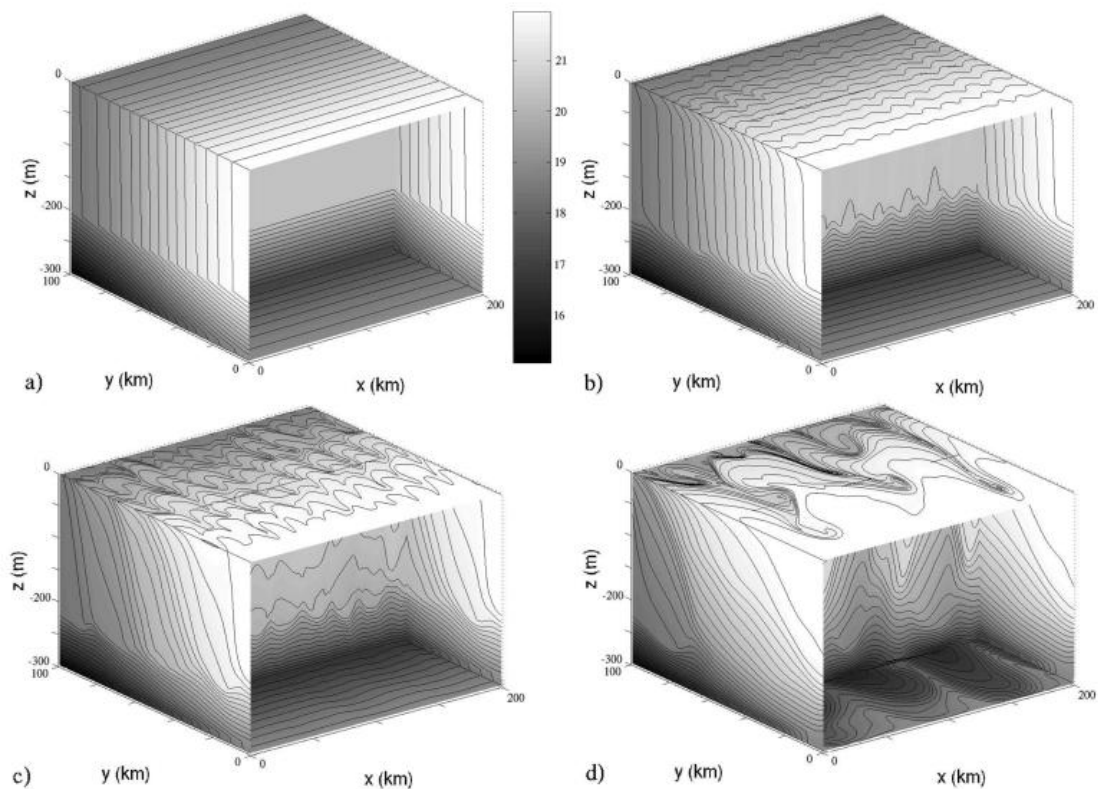


Figura 1: Ilustração das etapas de uma simulação representando a camada de mistura após a passagem de uma frente fria. Figura de Boccaletti *et al.* (2007).

Como a ação da tensão de cisalhamento do vento na superfície do oceano em médias latitudes está associada a um forte ciclo sazonal, consequentemente a atividade de submesoescala nessas regiões também está relacionada a esse ciclo. Visto que durante o verão sob menor ação do estresse do vento a camada de mistura será mais rasa, enquanto que durante o inverno ocorre o contrário.

I. 3. Conceito de SAR (*Synthetic Aperture Radar*)

Os SAR (*Synthetic Aperture Radar*) é uma implementação do sistema RADAR (*Radio Detection And Ranging*) utilizando o movimento de uma plataforma e um processamento de sinal para gerar imagens de alta resolução (Zyl & Kim, 2011). Para criar uma imagem SAR, pulsos sucessivos de ondas eletromagnéticas são transmitidas para "iluminar" um alvo, onde os sinais retornados são registrados por uma antena. Como o dispositivo SAR fica a bordo de uma plataforma em movimento no espaço, a localização da antena em relação ao alvo muda ao longo do tempo, induzindo assim uma variação na frequência real, também conhecida como efeito Doppler (Skolnik, 1980). A antena do radar é usada em múltiplas localizações ao longo da faixa de azimute, portanto, sinteticamente estendidas a um tamanho maior do que seu comprimento real (Figura 2), permitindo a criação de imagens em resolução mais fina (Cumming & Wong, 2005).

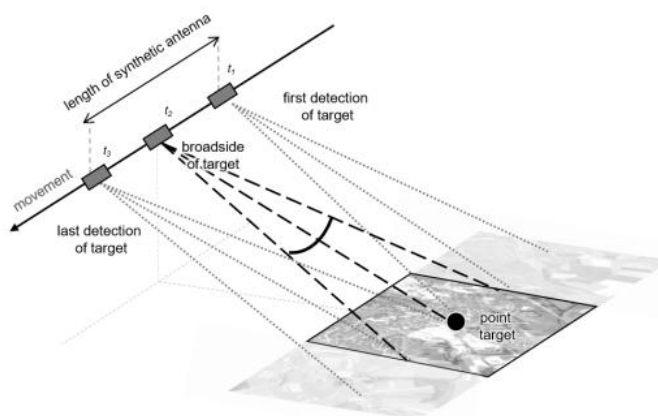


Figura 2: Representação do SAR operando a bordo de uma plataforma. Figura de Braun (2019).

A principal unidade das imagens SAR é a intensidade do sinal retornado ao sensor. Com base na natureza da radiação eletromagnética, grande parte do sinal pode ser absorvida pela superfície da Terra, refletida em outras direções ou dispersada para longe do sensor (Moghaddam & Saatchi, 1995). Todos os sinais que retornam ao sensor são chamados de retroespalhamento, como uma medida da seção reta do espalhamento

de um alvo na Terra. A razão entre a quantidade de energia refletida por unidade de área é chamada Sigma Nought (3). Os valores de Sigma Nought tem uma variação significativa com o ângulo de incidência, comprimento de onda e polarização, bem como com as propriedades da superfície de espalhamento (Filipponi, 2019).

$$\sigma^{\circ} = \frac{\sigma}{A} \quad (3)$$

As imagens geradas por um sistema SAR correspondem a uma matriz bidimensional de pixels formada por linhas e colunas, onde cada pixel está associado a uma pequena área da superfície da Terra. Cada pixel guarda um valor de energia associado ao retroespalhamento de todos os elementos dispersores contidos na resolução de uma célula na imagem SAR (Lee & Pottier, 2009).

Assim como outros sensores satelitais, o SAR está sujeito a interferências que causam ruídos nas imagens formadas. Esses ruídos estão em todas as imagens SAR e são chamados de *Speckle*. O *Speckle* é um ruído multiplicativo proporcional à intensidade do sinal recebido, estando sempre associado a sistemas de imageamento coerente, tais como os obtidos por micro-ondas e laser. Considera-se que em uma célula de resolução de uma cena imageada exista um número muito grande de elementos difusores aleatoriamente distribuídos, de tal forma que esses elementos podem interferir uns aos outros construtivamente e destrutivamente, fazendo aparecer variações súbitas na intensidade da imagem, caracterizando o ruído *Speckle* (Goodman, 1976). O efeito visual deste ruído proporciona uma textura granulosa que pode dificultar a interpretação das imagens de radar, reduzindo a distinção entre os objetos da cena. Existem dois métodos para se diminuir o ruído *Speckle*: a filtragem e o processamento "*multi-looking*", sendo estes temas abordados com mais detalhes no capítulo sobre pre-processamento das imagens SAR.

I. 4. Detecção dos VSMs

Devido a pequena escala espacial (1 - 50km) e temporal (dias), os VSMs são estruturas de difícil monitoramento a bordo de um navio oceanográfico. Nesse contexto, o sensoriamento remoto é o método mais adequado a ser usado na investigação dessas feições. No entanto, a atividade oceânica pode ser amplamente subestimada caso não sejam usadas técnicas observacionais adequadas ou que resolvam a resolução espacial da feição desejada (Xu *et al.*, 2015). Detecções de vórtices usando a TSM, cor do oceano e altura da superfície do mar são propensos a falsos positivos pois outros fenômenos oceânicos também afetam a TSM e a cor do oceano na superfície (Marcello *et al.*, 2015). No caso dos altímetros, esse tipo de sensor não consegue detectar os vórtices oceânicos com diâmetro menor que 50 km devido à baixa resolução espacial (Alpers *et al.*, 2013). Esse fato se deve ao grande espaçamento das amostras along-track, o que prejudica a detecção por altímetros. Sendo assim, o SAR é a ferramenta ideal para detectar e estudar os movimentos de submesoescala (Xu *et al.* 2015).

A grande vantagem no uso do SAR em relação aos outros sensores satelitais passivos vem da sua capacidade de adquirir informações da superfície do mar em praticamente quaisquer condição atmosférica independente da iluminação solar (Leifer *et al.*, 2012), além de fazer medições diretas da rugosidade da superfície do mar em alta resolução espacial.

O SAR obtém imagens do oceano a partir do sinal retroespalhado da superfície pelas ondas em direção à antena do radar (Robinson, 2004). Em velocidades moderadas do vento (até cerca de 5-6 ms^{-1}), os vórtices geralmente aparecem nas imagens SAR devido à presença de biofilmes na superfície do mar. O biofilme muda a tensão superficial ao substituir a primeira camada de água por outras substâncias (Espedal *et al.*, 1996). Essa tensão afeta a amplitude das ondas capilares e capilar-gravidade. Essas,

por sua vez, afetam a seção reta de espalhamento na banda de comprimentos de onda do RADAR.

Os biofilmes ocorrem principalmente em áreas de convergência e dentro das estruturas dos vórtices. Essas estruturas ocorrem em formas de filamentos atenuando a rugosidade da superfície do mar em pequena escala, conseqüentemente reduzindo o retroespalhamento do SAR em até 10 decibéis (semelhante a derramamento de óleo), causando um contraste entre linhas escuras (biofilmes) e claras nas imagens SAR, de modo que essas estruturas possam ser detectadas (Gade *et al.*, 2013). Em razão da coloração mais escura dos biofilmes nas imagens SAR, os VSMs detectados devido a presença destes são conhecidos como vórtices pretos (Figura 3B). Esses contrastes nas imagens SAR ocorrem em função da modulação periódica do ângulo de incidência local da onda eletromagnética e da variação da rugosidade da superfície do mar (Romeiser, 2013).

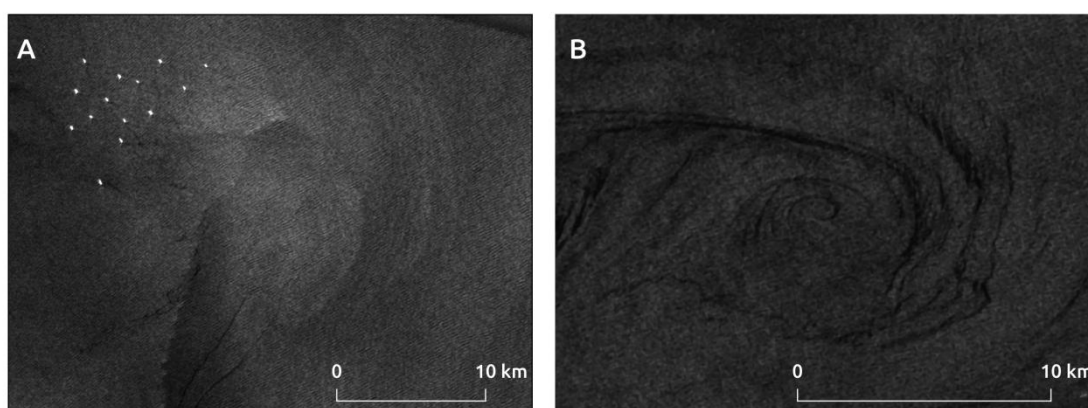


Figura 3: Exemplos de vórtices brancos (A) e pretos (B) identificados nas imagens SAR.

Em velocidades de vento superiores a 6 ms^{-1} , as linhas escuras de biofilme tendem a se desfazer. Em altas velocidades de vento, os VSMs são vistos nas imagens SAR principalmente devido as interações entre onda e corrente nas zonas de cisalhamento de corrente, resultando em linhas curvas brilhantes, ou devido a frentes térmicas,

aparecendo nas imagens SAR como linhas difusas de retroespalhamento relativamente alto (Figura 3A) (Karimova, 2017). Estes últimos são conhecidos como vórtices brancos, devido ao alto brilho da superfície do mar nas imagens (Romeiser, 2013) Karimova & Gade (2016) abordam a relação entre a velocidade do vento e o tipo de vórtices identificados. Os autores relataram uma alta relação entre a velocidade do vento com os tipos de vórtices identificados, cuja maioria dos vórtices pretos estão associados à menores velocidades.

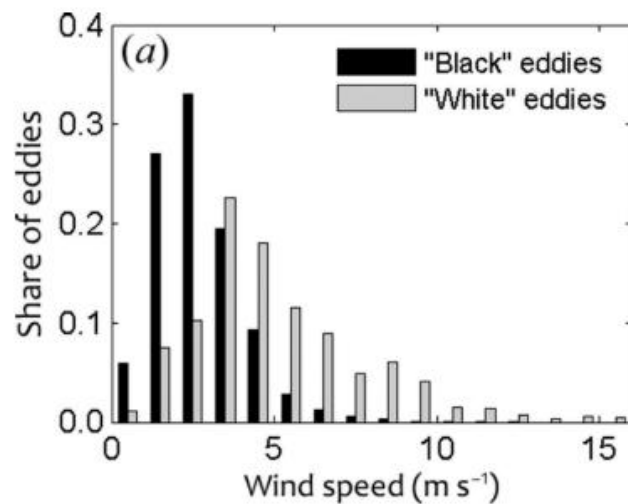


Figura 4: Relação entre a velocidade do vento e os tipo de de vórtices detectados. Figura de Gade *et al.* (2018).

Regiões de ressurgência costeira também são locais onde os VSMs podem se manifestar nas imagens SAR (Johannessen *et al.* 1996). Isso é possível devido a variação local do campo do vento superficial, sendo essa variação consequência de uma mudança da camada limite atmosférica em uma região de frente térmica. Em razão dessa variação do vento, há uma variação da rugosidade da superfície do mar captada pelo SAR. No entanto o principal método de identificação dos vórtices ocorre através da presença de biofilmes nos vórtices.

Capítulo II: Objetivos

Apesar da importância dos VSM para a dinâmica dos oceanos e para o clima na Terra, os trabalhos sobre a distribuição dessas feições são recentes, tendo a maioria ocorrido a partir da década de 2010. (e.g., Gade *et al.*, 2018; Lai *et al.*, 2017; Buckingham *et al.*, 2017; McWilliams, 2016; Tavri *et al.*, 2016; Brannigan *et al.*, 2015; Lavrova *et al.*, 2012; Lévy *et al.*, 2012; Mahadevan *et al.*, 2012). Quando restringimos à região do Oceano Atlântico Sul, há uma prevalência de trabalhos que abordam o Sudeste do Oceano Atlântico Sul associado a retroflexão da Corrente das Agulhas. (e.g., Schubert *et al.*, 2019; Capuano *et al.*, 2018; Krug *et al.*, 2017; Rosso *et al.*, 2014).

Dito isto, este trabalho tem como finalidade preencher essa lacuna, avaliando os VSM no Sudoeste do Atlântico Sul, na região do Embaiamento Sul Brasileiro (ESB), associado a Corrente do Brasil (CB).

II.1. Geral

Quantificar a ocorrência dos VSM na região do ESB e avaliar sua distribuição espaço temporal na região.

II.2. Específicos

1. Classificar os VSM quanto a sua polaridade, magnitude (raio) e tipo.
2. Investigar padrões de relação dos VSM com a dinâmica local e suas variáveis meteoceanográficas (vento, corrente de superfície e TSM).
3. Avaliar os possíveis processos de formação dos VSM na região.

Capítulo III: Área de Estudo

Delimitada por dois cabos, Cabo Frio (CB) (23°S) e Cabo de Santa Marta (CSM) (28°40'S), está localizada o ESB (Figura 5). Devido à sua forma de lua crescente, a largura da plataforma varia entre 50-60 km nas regiões norte e sul e 200-230 km na parte central. A profundidade de quebra de plataforma varia entre 150 e 180 m. A orientação da linha de costa é aproximadamente sudoeste-nordeste, coincidindo com a direção média dos ventos ao longo do ano (Satyamurty et al., 1998). As principais forçantes da circulação da plataforma do ESB são os ventos locais e remotos, marés, gradientes de pressão baroclínica e a CB (Castro *et al.*, 2006).

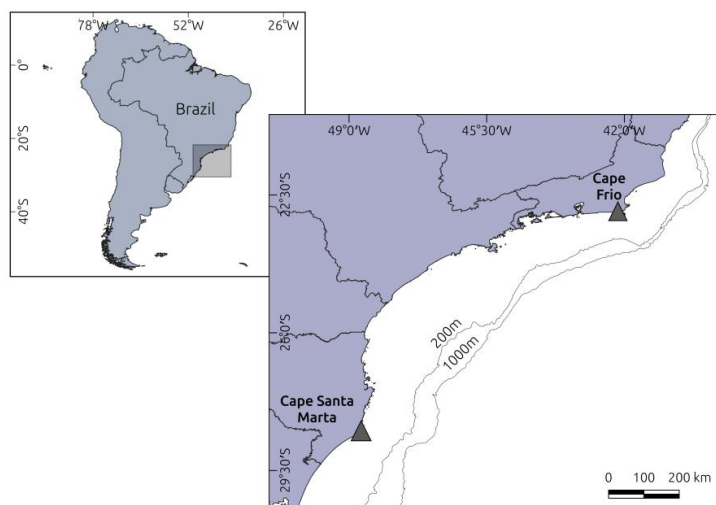


Figura 5: Região do ESB com as isóbatas de 200 e 1000 metros de profundidade.

A CB se origina entre 10°S e 15°S de latitude, a partir da bifurcação da Corrente Sul Equatorial que flui para oeste. O ramo norte da Corrente Sul Equatorial forma a Corrente Norte do Brasil, enquanto que o ramo sul forma a CB, a corrente de contorno oeste do Oceano Atlântico Sul. (Piola & Matano, 2017).

A CB transporta a Água Tropical (AT) quente e salgada na camada de mistura e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) entre a camada de mistura e a pycnoclina. No ESB, existe uma massa de água adicional além dessas duas massas: a massa de Água Costeira (AC) (Castro & Miranda, 1998) (Figura 6). Além disso, durante o inverno ocorrem intrusões ao sul da ESB de águas relativamente frias e de baixa salinidade que se originam em latitudes mais altas, ao sul do ESB. Essa intrusão se deve principalmente à descarga do Rio da Prata, quando os ventos de sudoeste que dominam a região no inverno, forçam a propagação da pluma do Rio da Prata para o norte até a região de Santa Catarina, mesmo durante períodos de baixa vazão (Möller *et al.*, 2008). De acordo com Piola *et al.* (2000), a intrusão da pluma do Rio da Prata pode alcançar até a região de São Sebastião durante o período de inverno.

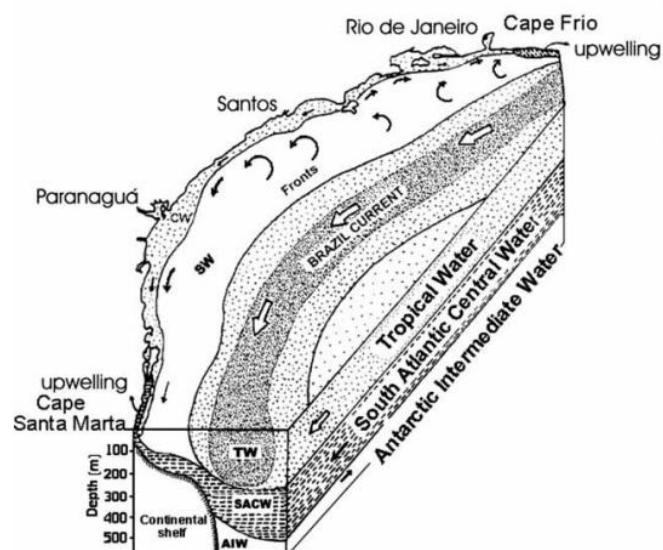


Figura 6: ilustração as massas de águas presente na Plataforma Sudeste do Brasil. Figura de Ribeiro (1996).

Assim como as demais correntes de contorno oeste, a CB apresenta uma região de frente térmica costeira, que separa a AT da AC. Conforme documentado em estudos anteriores (Sartori Neto et al., 2005; Lorenzetti et al., 2009), a frente interna da CB tende a seguir a região de quebra de plataforma e talude, entre as isóbatas de 200-1000 metros de profundidade. De acordo com estes autores, a posição da frente interna varia de acordo com sazonalidade, estando mais próxima da costa durante o verão e mais distante da costa no inverno.

Eventos de ressurgência são observados no entorno dos cabos (CB e CSM) ao longo do ESB (Rodrigues & Lorenzetti, 2001). Geralmente esse eventos ocorrem quando ventos paralelos à costa aceleram correntes superficiais e, após o período inercial (rotação da Terra), é estabelecido um fluxo perpendicular à costa (Simpson & Sharples, 2012). Se o transporte integrado de Ekman tiver sentido para fora da costa, haverá divergência unilateral do campo de velocidade das correntes, gerando movimentos ascendentes próxima à costa, que transportarão águas ricas em nutrientes do fundo para a superfície. Quando a pincloina aflora na superfície, o fenômeno é caracterizado como ressurgência, caso contrário, será um evento de intrusão.

A ressurgência costeira intermitente ao largo de CB é um importante processo para determinar a estrutura de massa de água no ESB (Mascarenhas *et al.*, 1971). Essa ressurgência costeira é importante para a manutenção dos ecossistemas da plataforma local, pois traz a ACAS rica em nutrientes para a zona eufótica, levando a um aumento da produtividade primária local (Valentin *et al.*, 1987). A ACAS apresenta uma variabilidade sazonal de intrusão, avançando para a costa durante a primavera e o verão devido a ação do vento (NE), atingindo regiões distantes como Ubatuba. No outono e inverno, a ACAS recua em direção à quebra de plataforma (Castro, 1996). O principal componente que controla a ressurgência costeira da CB é a tensão de cisalhamento do vento ao longo da plataforma (Franchito *et al.*, 2008). No entanto, outros fatores físicos podem influenciar essa ressurgência costeira, como os vórtices e meandramentos de mesoescala que ocorrendo no entorno da região. De acordo com Campos *et al.* (2000) o meandramento ciclônico é responsável por promover o bombeamento de águas profundas para regiões mais rasas da plataforma, o qual aliado aos ventos favoráveis, pode amplificar o processo de ressurgência. Paloczy *et al.* (2014), relata que a maior parte dos eventos de ressurgência ocorrem na presença de meandros ciclônicos de propagação quase-nula. Nos casos em que ocorre ressurgência costeira, o trabalho realizado pelo vento é cerca de 30% menor que nos casos em que não há meandramento.

Outro importante processo de ressurgência ocorre na região do CSM, no limite sul da ESB. A região do CSM se encontra em uma plataforma continental relativamente íngreme e estreita no Sudeste do Brasil, sob a influência da CB e intensas variações sazonais do campo de vento, afetando a composição das massas de águas e sua circulação.

O estreitamento da plataforma continental ao largo da CSM e o alargamento da

plataforma mais ao sul permitem que a CB alimente a plataforma interna com a ACAS ressurgindo na quebra de plataforma ao longo do ano. Assim como na região do CB, os eventos de ressurgência costeira, ocorrem apenas sob a influência de ventos favoráveis de nordeste, sendo estes observados com maior frequência no final da primavera e do verão. Esses eventos ocorrem em pulsos associados a mudanças na direção do vento e são mais evidentes na área ao sul do CSM. De acordo com Campos *et al.* (2013), o mecanismo físico responsável pela ressurgência na região do CSM está relacionado ao aumento do fluxo para o sul gerado pelos ventos de nordeste em conjunto com a divergência desse fluxo na plataforma intermediária promovida pelo alargamento da plataforma na direção do vento. Essa divergência de fluxo impulsiona um fluxo costeiro que melhora a ressurgência costeira ao sul do cabo.

A região do ESB é marcada pela ocorrência de sistemas ciclônicos e frentes frias associadas. Estas frentes ocorrem geralmente durante o inverno e outono (Pianca *et al.*, 2010). Os efeitos das frentes frias sobre a hidrodinâmica da plataforma continental pode reverter o sentido das correntes completamente, especialmente a componente ao longo da costa, se movendo juntamente com o sistema frontal atmosférico rumo a nordeste (Stech & Lorenzetti, 1992). Sendo assim, tanto os ventos nordeste que ajudam a promover a ressurgência da ACAS, quanto as frentes frias, são responsáveis pela formação de frentes térmicas na região do ESB.

Vale ressaltar que a região do ESB é povoada por uma grande quantidade de ilhas, ilhotas, parcéis e lajes presente em todo litoral de São Paulo, Rio de Janeiro e Santa Catarina, interagido com a dinâmica do ESB. Essas feições funcionam como obstáculos à circulação local, interagindo com as correntes oceânicas no seu entorno. Como consequência dessas interações são gerados processos de instabilidades.

Capítulo IV: Materiais e Métodos

IV. 1. Dados SAR da Missão Sentinel-1

A missão Sentinel-1 (S1) da Agência Espacial Europeia (ESA) compreende dois satélites de órbita polar trabalhando na faixa da banda C das micro-ondas com frequência de 5.405 GHz e comprimento de onda entre 3,75 e 7,5cm. A constelação de satélites Sentinel adquire dados SAR em polarização simples (HH ou VV) ou dupla (HV ou VH) com tempo de revisita de 6 dias (Li, 2017).

Inicialmente a missão S1 foi concebida para observar a superfície terrestre e oceânica global com foco específico na vigilância marítima (e.g. detecção de navios) e monitoramento do ambiente oceânico, como a detecção de derramamento de óleo e monitoramento do gelo marinho (Geudtner *et al.*, 2014).

A missão fornece diversos modos de aquisição e níveis de processamento dos

dados SAR, no entanto este trabalho utilizou apenas dados SAR *Level-1* (L1) no modo IW (*Interferometric Wide Swath Mode*). No modo IW os dados são adquiridos com uma faixa de 250 km e uma resolução espacial de 5 m por 20 m. Este modo adquire as imagens em três subfaixas (Figura 7)

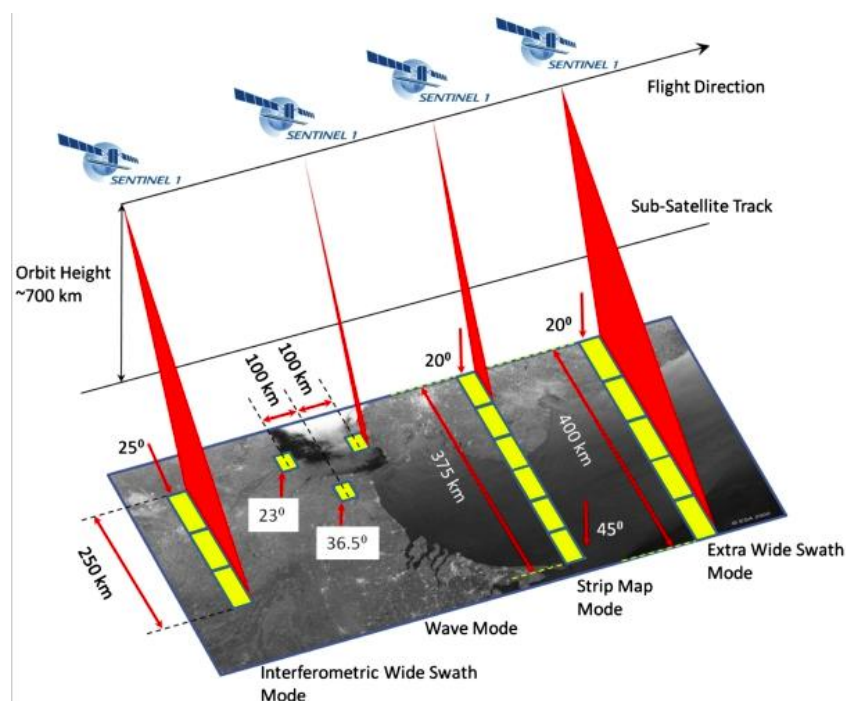


Figura 7: Modos de aquisição da costelação Copernicus Sentinel-1.

Os dados do Sentinel-1 L1 são distribuídos pelo [Copernicus Open Access Hub](#) e pela [ASF Data Search Vertex](#) em dois tipos de produtos: *Ground Range Detected* (GRD) e *Single Look Complex* (SLC), Estes produtos são disponibilizados em três resoluções: Resolução Total (*Full Resolution*), Alta Resolução (*High Resolution*) e Média Resolução (*Medium Resolution*).

O presente trabalho adquiriu um total de 1140 imagens SAR do tipo GRD da região da Plataforma Sudeste Brasileira (Figura 8) entre as datas de 27 de setembro de 2016 e até 31 de dezembro de 2018. O período de tempo escolhido para a aquisição dos dados foi devido ao início do fornecimento dos dados do segundo satélite da missão

Sentinel (27/09/2016), aumentando assim a resolução temporal dos dados. Os dados SAR foram adquiridos através da plataforma [ASF Data Search Vortex](#) da NASA.

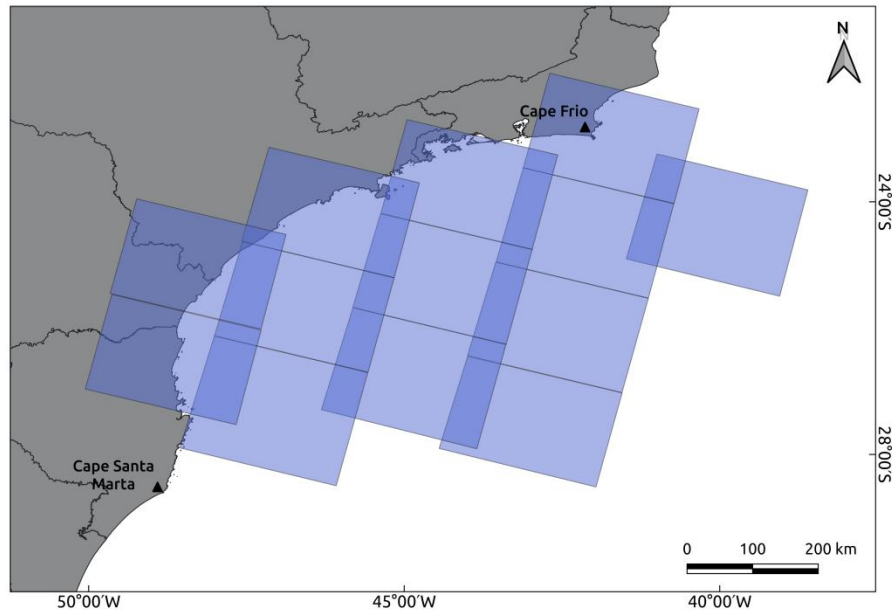


Figura 8: Localização do ESB com a cobertura espacial das imagens SAR utilizadas (polígonos azuis).

Os produtos GRD consistem em dados SAR dos alvos detectados e projetados para um *Ground Range* utilizando o modelo elipsoide terrestre. A projeção elipsoide é corrigida usando a altura do terreno, especificado nas anotações gerais do produto, variando em azimute mas constante no intervalo em *range*. Depois de executar o processamento *multi-looking* separadamente para cada sequência, é gerada uma imagem GRD mesclando todas as subfaixas. O processamento "*multi-looking*" consiste em dividir a abertura sintética em visadas (*looks*), onde a imagem final é composta pela média das imagens de cada visada. Esta técnica aumenta a relação sinal-ruído da imagem final, diminuindo o efeito do ruído *speckle* (Lee & Pottier, 2009)

Apesar das correções ditas anteriormente, os dados SAR devem passar por um pré-processamento, que consiste em aplicar um conjunto de ajustes prévios à representação

dos dados orbitais do sensor, para posterior extração dos dados físicos da superfície do oceano. Este pré-processamento é necessário para a comparação entre dados obtidos em datas e condições distintas.

IV. 2. Pré-processamento dos dados Sentinel-1 GRD

A etapa de pré-processamento dos dados sentinel-1 GRD se baseou no trabalho do Filliponi (2019), onde ele desenvolveu uma cadeia de processamento para imagens Sentinel-1 GRD, com intuito de aplicar uma série de correções padrão (Figura 9). Para aplicação dessas correções foi utilizado o software SNAP (*Sentinel Application Platform*), disponibilizado gratuitamente pela ESA. As etapas do pré-processamento consistem em: orbita precisa de aquisição (1), remoção dos ruídos de borda (2), calibração radiométrica (3), filtragem dos ruídos *speckle* (4), correção geométrica (5) e conversão para dB (6). Apesar do autor indicar a realização de uma etapa para retirada do ruído termal, essa etapa não foi realizada no presente trabalho, pois tal ruído ocorre particularmente em polarização cruzada, no entanto os dados utilizados são de polarização simples (VV).



Figura 9: Etapas de pré-processamento das imagens SAR.

IV. 2. 1. Aplicação dos dados de órbita

Os vetores sobre o estado de órbita, contidos nas informações de metadados dos produtos SAR, geralmente não são precisos. As órbitas precisas dos satélites são determinadas após vários dias e estão disponíveis dias a semanas após a geração do produto. A operação *Apply Orbit File* disponível no software SNAP, permite o download e a atualização automáticos dos vetores de estado da órbita para cada cena SAR nos metadados do produto, fornecendo informações precisas sobre a posição e velocidade do satélite.

IV. 2. 2. Remoção do ruído de borda

Ao gerar produtos L1 é necessário corrigir o horário de início da aquisição para compensar a alteração da curvatura da Terra. Ao mesmo tempo, a compactação de azimute e alcance leva a artefatos radiométricos nas bordas da imagem. O algoritmo *Border Noise Removal*, disponível no software SNAP, foi projetado para remover esses ruídos de baixa intensidade e dados inválidos nas bordas da cena.

IV. 2. 3. Calibração radiométrica

Calibração radiométrica é o procedimento que converte os valores digitais dos pixels em valores de retroespalhamento calibrados radiometricamente. As informações necessárias para aplicar a equação de calibração estão incluídas no produto Sentinel-1 GRD; especificamente, um vetor de calibração incluído como uma anotação no produto permite a conversão simples dos valores de intensidade da imagem em valores de Sigma Nought.

IV. 2. 4. Remoção dos Speckles

A filtragem para retirada dos *speckles* é um procedimento que visa aumentar a qualidade da imagem SAR, reduzindo os ruídos presentes nestas. Quando esse procedimento é realizado em um estágio inicial de processamento dos dados SAR, o *speckle* acaba não sendo propagado nos procedimentos posteriores aplicados na imagem SAR. Os filtros devem remover valores discrepantes do retroespalhamento, preservar as bordas presentes na imagem e as informações de textura (Lee et al., 1994). Neste trabalho foi aplicado duas vezes um filtro de mediana com janela de 9x9 pixels.

IV. 2. 5. Correção geométrica

Os dados SAR são geralmente detectados com um ângulo de visão variável superior a 0 graus, resultando em imagens com alguma distorção relacionada à geometria de aparência lateral. A correção geométrica destina-se em compensar essas distorções usando um modelo digital de elevação para corrigir a localização de cada pixel, para que a representação geométrica da imagem seja o mais próxima possível do cenário real. O algoritmo *Range Doppler Terrain Correction* do software SNAP foi utilizado para realizar essa correção da geometria de aquisição. Basicamente, esse algoritmo implementa o método de ortorretificação para geocodificar cenas SAR.

IV. 2. 6. Conversão para dB

Como uma última etapa do pré-processamento das imagens SAR, o coeficiente de retroespalhamento, antes adimensional, é convertido em dB usando uma transformação logarítmica, o que torna os intervalo de valores do retroespalhamento mais distintos para interpretação.

IV. 3. Identificação dos VSMs

Após a realização das etapas de pré-processamento, foi efetuada a identificação dos vórtices utilizando um critério visual com o auxílio do software SNAP (Figura 10). Esse mesmo método de identificação de VSM por SAR foi empregado por Xu *et al.* (2015); Karimova & Gade (2016); Karimova *et al.*, (2017); Gade *et al.* (2018); Atadzhanova *et al.* (2018).

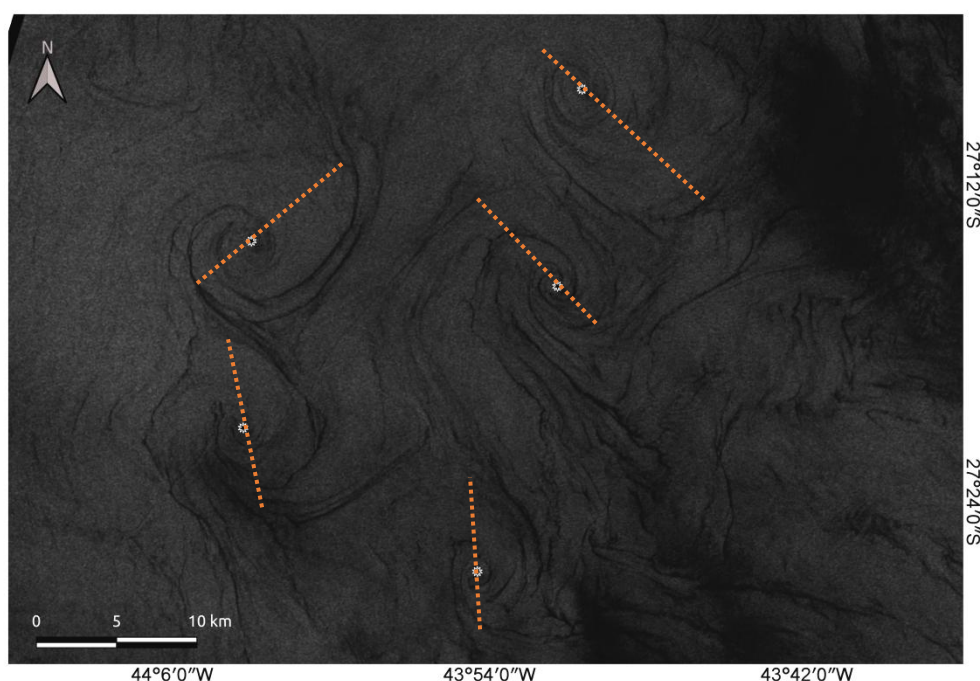


Figura 10: Imagem SAR contendo vórtices identificados através do critério visual; os centros dos vórtices estão destacados em asteriscos brancos.

Primeiramente foi identificado a posição central dos vórtices, sendo este definido como a região de convergência dos biofilmes (vórtices pretos) ou das linhas curvas brilhantes (vórtices brancos). Seguidamente é mensurado o diâmetro, sendo obtido a partir dos dois pontos mais distantes entre si presente nas borda do vórtice, onde tal linha que conecta os dois pontos (diâmetro) passe pela posição central do vórtice. Os valores correspondentes ao raio foram basicamente obtidos pela divisão do diâmetro. Além da identificação, também foi realizado a classificação dos vórtices quanto ao tipo

(branco ou preto) e polaridade (ciclônico ou anticiclônico).

Todas as informações dos vórtices (posição central, diâmetro, raio, tipo e polaridade) foram geradas como dados vetoriais dentro da imagem SAR, sendo exportados como arquivos no formato *shapefile* (SHP). SHP é um formato popular de arquivo contendo dados geoespaciais em forma de vetor que descreve geometrias como: ponto, linhas e polígonos. Para cada imagem SAR contendo vórtices existe um arquivo SHP contendo todas as informações de todos os vórtices detectados desta imagem. As informações dos vórtices em arquivos SHP foram posteriormente analisados através do software QGIS.

IV. 4. Criação dos mapas de densidade dos VSM.

Mapas de densidade servem para analisar a distribuição espacial dos dados, mostrando onde os vórtices observados ocorrem com maior ou menor frequência nas imagens SAR. Os mapas de densidade dos vórtices foram gerados através do plugin *Heatmap* do software livre QGIS.

O *Heatmap* usa a estimativa de densidade por *kernel* para criar uma varredura de densidade a partir de uma camada vetorial de pontos. A densidade é calculada com base no número de amostras em um local determinado pela raio no qual o vórtices irão ter influência, com um número maior de amostras em *cluster* resultando em valores maiores. Os mapas de densidade permitem fácil identificação de agrupamento dos vórtices identificados.

IV. 5. Dados de vento L3 *Global Ocean Wind*

L3 *Global Ocean Wind* consiste nas componentes *u* e *v* do vento, derivados do produto L2 ASCAT da *European Organisation for the Exploitation of Meteorological*

Satellites (EUMETSAT) e interpolados em uma grade de coordenadas geográficas regular. Os dados L3 irão depender da resolução espacial, do ângulo e da faixa de visada dos satélites utilizados.. Os produtos finais L3 resultam em arquivos netCDF disponibilizados pela *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* (CMEMS).

No presente trabalho foram utilizados dados de velocidade de vento a 10m de altitude do conjunto de dados L3 *Global Ocean Wind* derivado do escaterômetro ASCAT (*Advanced Scatterometer*) a bordo do satélite Metop-A, com resolução espacial de 12,5km e temporal quase diária quando combinadas as órbitas ascendentes e descendentes. Os dados adquiridos compreende a região 22° S, 28°6 S, 48°7 W e 38°2 W, compreendendo toda a região onde foram detectados os vórtices. As datas de aquisição abrange de 27/09/2016 a 31/12/2018. Maiores detalhes a cerca dos dados L3 estão disponibilizados no *quality information document* disponibilizado pela CMEMS.

Tabela 1: Tipos de dados L3 Global Wind Data e seus respectivos dados L2 usados para ser gerados.

L3 Wind Dataset	Satellite	Instrument	L2 Wind Product
KNMI-GLO-WIND_L3-OBS_METOP-A_ASCAT-25_ASC_V2 KNMI-GLO-WIND_L3-OBS_METOP-A_ASCAT-25_ASC_V2	Metop-A	ASCAT	25 km
KNMI-GLO-WIND_L3-OBS_METOP-A_ASCAT-12_ASC_V2 KNMI-GLO-WIND_L3-OBS_METOP-A_ASCAT-12_ASC_V2	Metop-A	ASCAT	12.5 km costal
KNMI-GLO-WIND_L3-OBS_METOP-B_ASCAT-25_ASC_V2 KNMI-GLO-WIND_L3-OBS_METOP-B_ASCAT-25_ASC_V2	Metop-B	ASCAT	25 km
KNMI-GLO-WIND_L3-OBS_METOP-B_ASCAT-12_ASC_V2 KNMI-GLO-WIND_L3-OBS_METOP-B_ASCAT-12_ASC_V2	Metop-B	ASCAT	12.5 km costal
KNMI-GLO-WIND_L3-OBS_METOP-C_ASCAT-25_ASC_V2 KNMI-GLO-WIND_L3-OBS_METOP-C_ASCAT-25_ASC_V2	Metop-C	ASCAT	25 km

IV. 6. Dados de temperatura da superfície do mar do *Multi-Scale Ultra High Resolution* (MUR)

O MUR é resultado de um conjunto de dados global e diário de TSM com 1 km de resolução espacial, criado pela fusão de vários conjuntos de dados TSM de diversos satélites. Este conjunto de dados de entrada inclui o *Advanced Microwave Scanning*

Radiometer (AMSR-E) do *Earth Observing System* (EOS), o *Advanced Microwave Scanning Radiometer 2* (AMSR-2) da *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) presente no satélite *Global Change Observation Mission 1st – Water* (GCOM-W1), os espectroradiômetros do *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) nas plataformas *Aqua* e *Terra* da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), o radiômetro *WindSat* de microondas da Marinha dos Estados Unidos (EUA), o *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) em vários satélites da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e observações de TSM *in situ* do projeto NOAA iQuam. Esses dados foram adquiridos no formato NetCDF através do *Physical Oceanography Distributed Active Archive Center* (PO.DACC) do laboratório *Jet Propulsion* da NASA. Foram adquiridos dados de TSM para o intervalo entre 27/09/2016 e 31/12/2018, nas mesmas coordenadas dos dados de vento.

IV. 7. Dados de velocidade da corrente superficial (HYCOM)

O *Hybrid Coordinate Ocean Model* (HYCOM) é um modelo de circulação geral do oceano que evoluiu a partir do *Miami Isopycnic-Coordinate Ocean Model* (MICOM) desenvolvido por Rainer Bleck (2002). O modelo resolve equações primitivas da hidrodinâmica do oceano e é empregado para a previsão oceanográfica operacional. A principal característica do HYCOM consiste no emprego de coordenadas verticais híbridas, podendo ser níveis de pressão, isopicnais ou sigma (seguidoras de terreno). Com o uso destas coordenadas híbridas é possível obter-se resultados mais realísticos nas simulações dos fenômenos oceânicos tanto em mar aberto quanto em regiões mais rasas.

Apesar do HYCOM disponibilizar diversas variáveis, para este trabalho foram adquiridas apenas as componentes u e v das velocidades superficiais do oceano no formato NetCDF utilizando a versão GOFS 3.0 através do website da HYCOM

Consortium. Essa versão trabalha com saídas para 32 camadas verticais do oceano com resolução de $1/12^\circ$.

As saídas do modelo foram obtidas nas mesmas coordenadas dos dados anteriores, porém não foi possível adquirir para o mesmo intervalo de tempo, pois os dados estavam disponível até a data de 27/11/2018. Sendo assim, as saídas do modelo abrangem o intervalo de 27/09/2016 a 27/11/2018.

A partir das componentes u e v foram calculadas as velocidades resultantes e as respectivas direções das correntes em superfície.

Capítulo V: Resultados

Os resultados apresentados nessa seção serão divididos em: (1) vórtices de submesoescala; (2) TSM; (3) vento superficial e (4) corrente superficial.

V. 1. VSMs

Como dito anteriormente, os VSMs do ESB foram quantificados, mensurados e classificados. Foram identificados 1257 vórtices no ESB ao longo dos 27 meses de dados analisados. No entanto, devido à incerteza ao determinar as extremidades dos vórtices, somente 1109 (~88%) vórtices foram mensurados seus raios. A maioria dos 148 vórtices não mensurados foram classificados como brancos, sendo estes mais difíceis de detectar nas imagens SAR devido à ausência de biofilmes.

Foi notória a maior frequência de vórtices no ano de 2018. É pertinente lembrar que a baixa frequência de vórtices no ano de 2016 se deve ao fato da série temporal ter iniciado apenas em 27 de setembro de 2016. Na Figura 11 temos representada a distribuição dos vórtices detectados em relação ao seu tipo e polaridade. Os vórtices pretos corresponderam a 885 (70%) dos vórtices detectados. Em relação à polaridade, a maioria dos vórtices detectados foram ciclônicos, e apenas 7% do total foi anticiclônico.

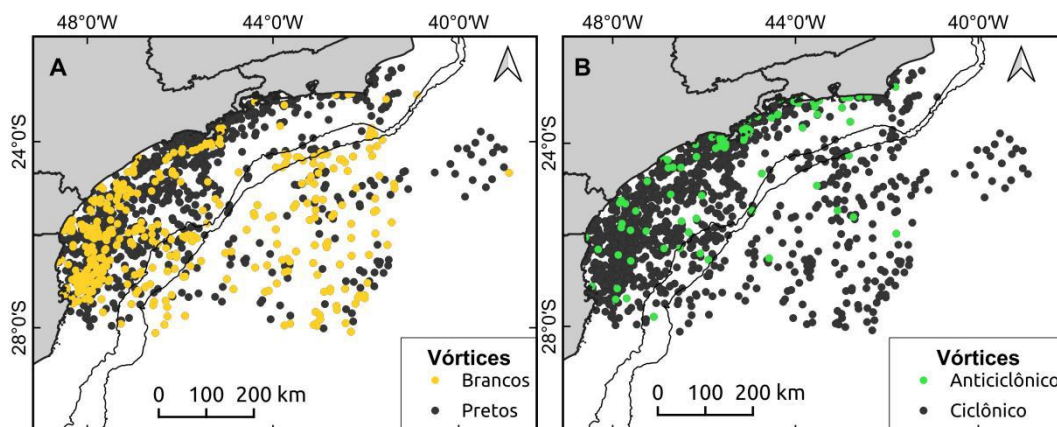


Figura 11: (A) Representação dos vórtices brancos (pontos amarelos) e pretos (pontos pretos) detectados em toda a série temporal. (B) Representação dos vórtices ciclônicos e anticiclônicos.

Sobre a distribuição espacial, é evidente a predominância de vórtices anticiclônicos (Figura 11B) próximos ao litoral, principalmente à Ilha de São Sebastião em torno de 45,5° W e 24° S. A Tabela 1 resume a frequência dos vórtices em termos de tipo e polaridade.

Tabela 2: Estatística dos vórtices detectados por ano, com sua frequência por tipo e polaridade.

Ano	Frequência (%)	Nº Brancos (%)	Nº Pretos (%)	Nº Ciclônicos (%)	Nº Anticiclônicos (%)
2016	125	44 (0,12)	81 (0,09)	115 (0,09)	10 (0,11)
2017	425	116 (0,31)	309 (0,35)	407 (0,35)	18 (0,21)
2018	707	212 (0,57)	495 (0,56)	647 (0,64)	60 (0,68)
Total	1257	372	885	1169	88

A partir da distribuição dos vórtices detectados foi gerado um *HeatMap* com raio de influência de aproximadamente 77km (Figura 12). Assim, os valores encontrados em determinados pixel representam a quantidade de vórtices encontrados em um raio de aproximadamente de 77 km. Esse tipo de análise foi realizado com intuito de verificar onde ocorreram as maiores concentrações dos VSM.

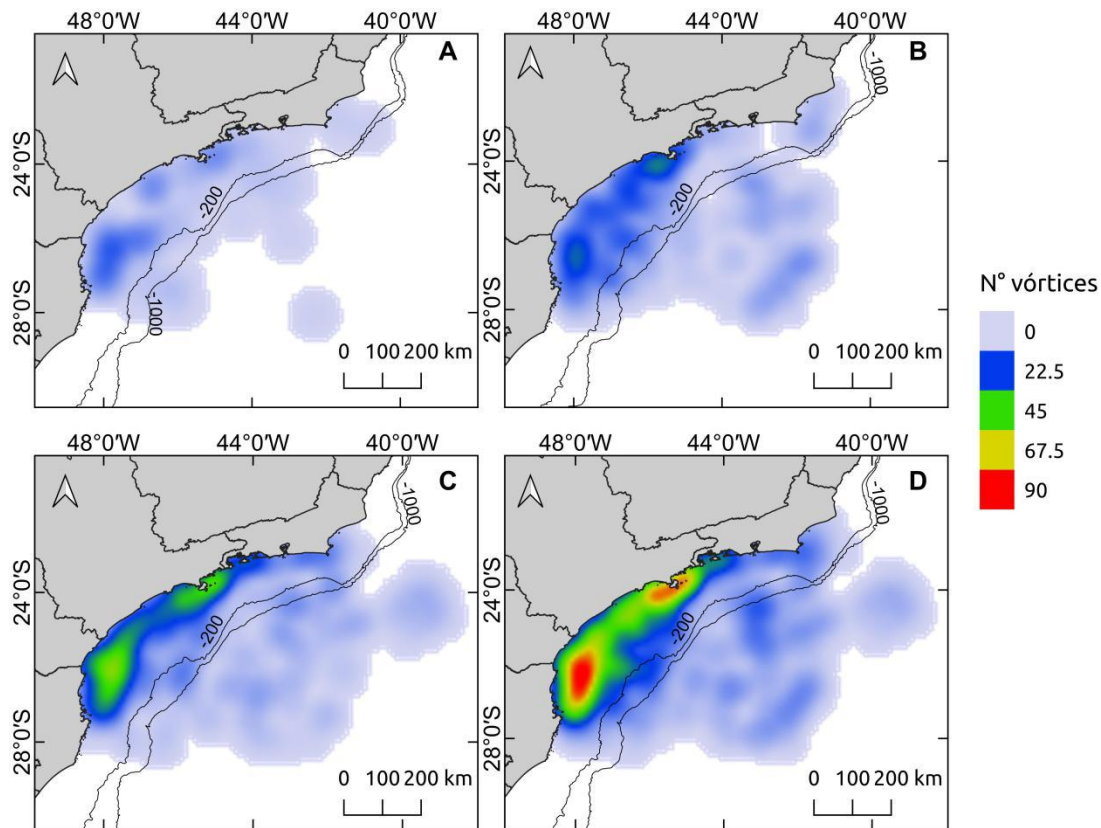


Figura 12: *Hetmaps* gerados a partir dos vórtices detectados para os anos de 2016 (A), 2017 (B), 2018 (C) e para toda a serie temporal (D).

A partir desse tipo de análise foi possível averiguar que a maioria dos vórtices detectados situavam-se entre as regiões central e sul da plataforma continental no ESB, sendo notadamente inferior a quantidade de vórtices detectados na região de oceano profundo. Em relação às dimensões dos raios dos vórtices detectados, foram calculados os valores mínimo, máximo, média e desvio padrão, representados na Tabela 3.

Tabela 3: Estatística relacionada ao raio dos VSMs detectados.

Ano	Contagem	Mínimo (km)	Máximo (km)	Média (km)	Desvio padrão (km)
2016	113	0,226	16,637	2,986	3,169
2017	384	0,213	12,472	1,848	1,618
2018	612	0,146	18,522	2,704	2,436
Total	1109	0,146	18,522	2,44	2,319

O tamanho dos raios variou entre 0,14 - 18,52 km, com valor médio de 2,44km (Figura 13). O raio de maior dimensão foi observado em 2018, enquanto que o menor em 2017. Quanto aos valores de desvio padrão, foram obtidos maiores valores em 2016 e menores em 2017, o que nos indica uma maior variação no tamanho dos vórtices em 2016.

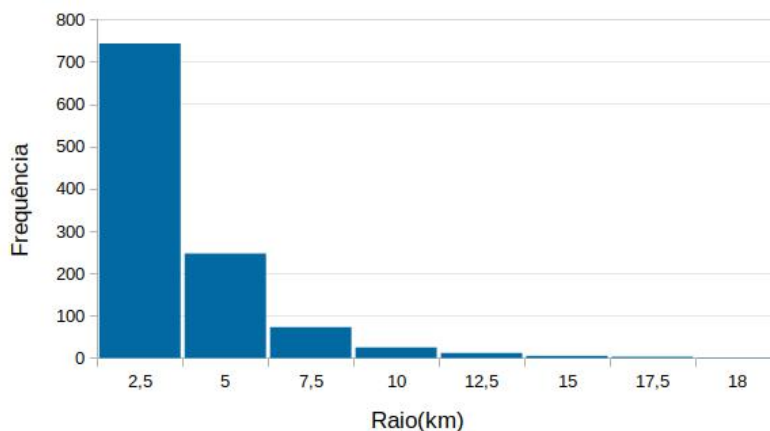


Figura 13: Frequência dos raios dos VSMs detectados.

Houry *et al.* (1987), calculou o raio de deformação baroclínico para a bacia do Atlântico Sul, onde obtiveram valores entre 25km e 34km nas adjacências do ESB. Berti & Alves (2016) em seu trabalho com derivadores obtiveram valores no intervalo de 20-40km do raio de deformação baroclínico na região entre o ESB e a Plataforma Argentina. Sendo assim, todos os vórtices detectados neste trabalho se enquadram como VSMs.

Quanto a variabilidade mensal dos VSMs, durante as temporadas de inverno foram observados os dois maiores picos de frequência, com o maior ocorrendo em 2018. O período com menor frequência de vórtices ocorreu em abril de 2017, no início do outono (Figura 14).

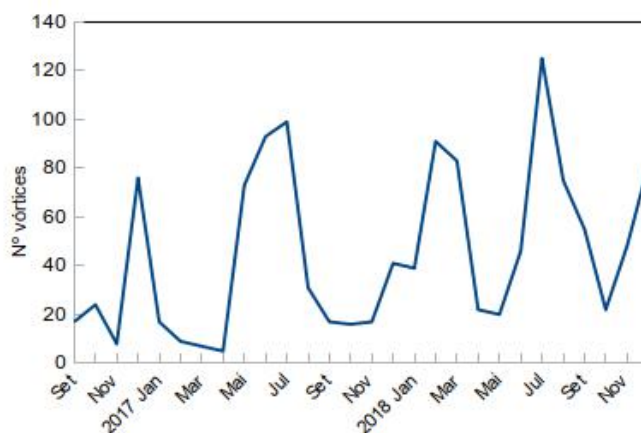


Figura 14: Média mensal dos vórtices detectados.

V. 2. TSM

A TSM encontrada para a área de estudo, como esperado, variou de acordo com a sazonalidade, sendo encontrados maiores valores de temperatura na porção norte durante o verão e menores valores durante o inverno na porção mais ao sul da área de estudo. A Figura 15 apresenta a série temporal dos dados de TSM dos MUR, com as médias mensais e suas respectivas mínimas e máximas.

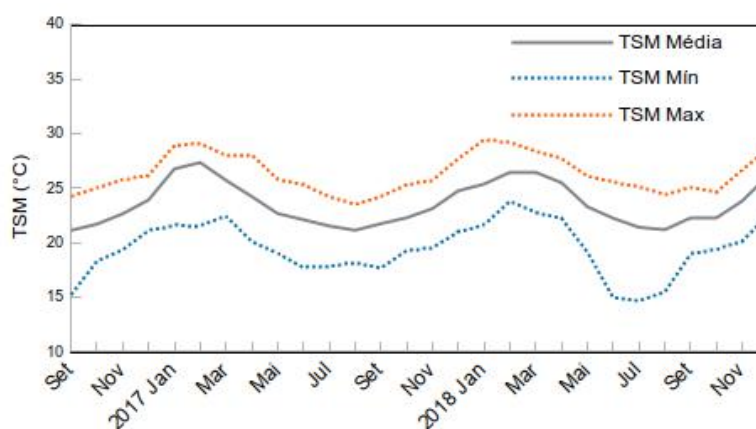


Figura 15: Representação da médias (linha cinza), máximas (linha tracejada vermelha) e mínimas (linha tracejada azul) mensais de temperatura na região do ESB.

Os valores de TSM variaram entre 14,6 - 29,2 ° C, com uma média de 23,57 ° C. A menor temperatura foi obtida no inverno de 2018 e a máxima no verão 2018. Porém, o

maior valor médio ocorreu no verão de 2017 (27,3 ° C).

As médias sazonais de TSM entre as primaveras de 2016 e 2018 (Figura 16) descrevem os processos costeiros envolvidos na dinâmica próxima à superfície. As baixas temperaturas durante no verão de 2017 são devido aos eventos de ressurgência na porção norte do ESB perto de CF (Figura 16B). Esses eventos são comuns no verão, quando os ventos de nordeste são predominantes nesta região, trazendo a fria Água Central do Atlântico Sul (ACAS) sobre a plataforma continental (Rodrigues & Lorenzetti, 2001). As baixas temperaturas encontradas no inverno de 2018, decorrem

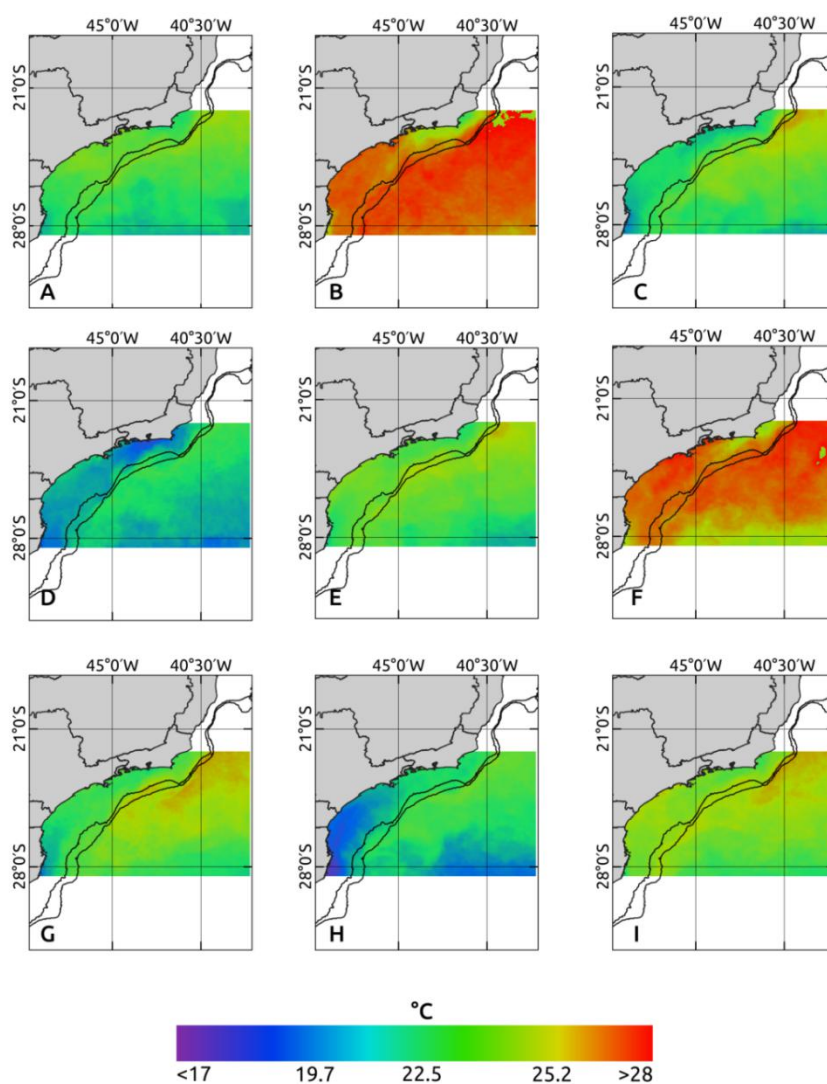


Figura 16: Representação das média sazonais de TSM para a região do ESB, compreendendo o período entre as primaveras de 2016 (A) e 2018(I).

da influência da Massa d'água do Rio da Prata na porção mais ao sul do ESB, onde são verificadas cores mais frias na Figura 16H. Essa massa de água tende a ocorrer na região durante a estação de inverno. Além disso, durante o inverno de 2017 (Figura 16D) podemos verificar cores mais frias na porção norte do ESB. Esse fato pode indicar que ocorreram processos de ressurgência durante o inverno de 2017.

V. 3. Vento superficial (ASCAT)

Os ventos de nordeste predominaram no ESB em toda a série temporal, com picos de frequência em fevereiro e setembro de 2017 (Figura 17), embora não sejam tão frequentes no inverno para esta região. Os ventos de sudeste apresentaram os maiores valores de frequência durante o outono de 2017 e o verão de 2018. Os ventos de noroeste e sudoeste apresentaram pequenas flutuações com valores de frequência mais baixos ao longo da série temporal.

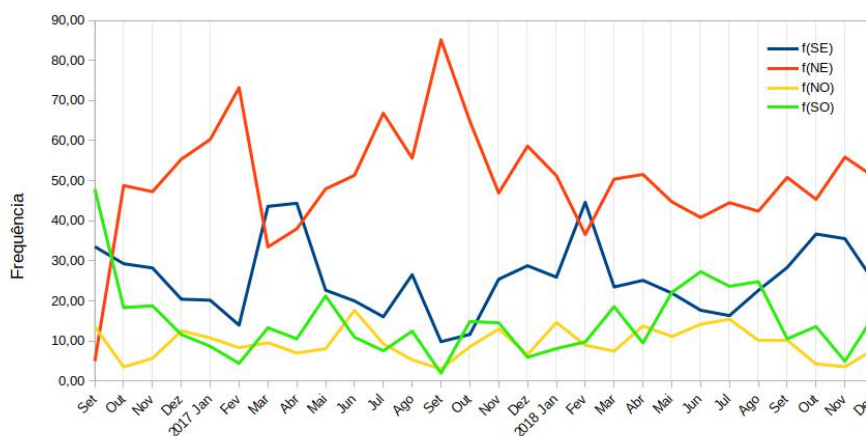


Figura 17: Representação da frequência de vento no quadrante sudeste (azul), nordeste (laranja), noroeste (amarela) e sudoeste (verde).

As médias sazonais de velocidade do vento mostram uma nítida distinção entre a região da plataforma continental e a região de oceano profundo (Figura 18), ocorrendo as maiores velocidades nesta última. A maior média foi de $7,82 \text{ ms}^{-1}$ durante o inverno de 2017, enquanto que a menor foi de $6,15 \text{ ms}^{-1}$ durante o verão de 2018.

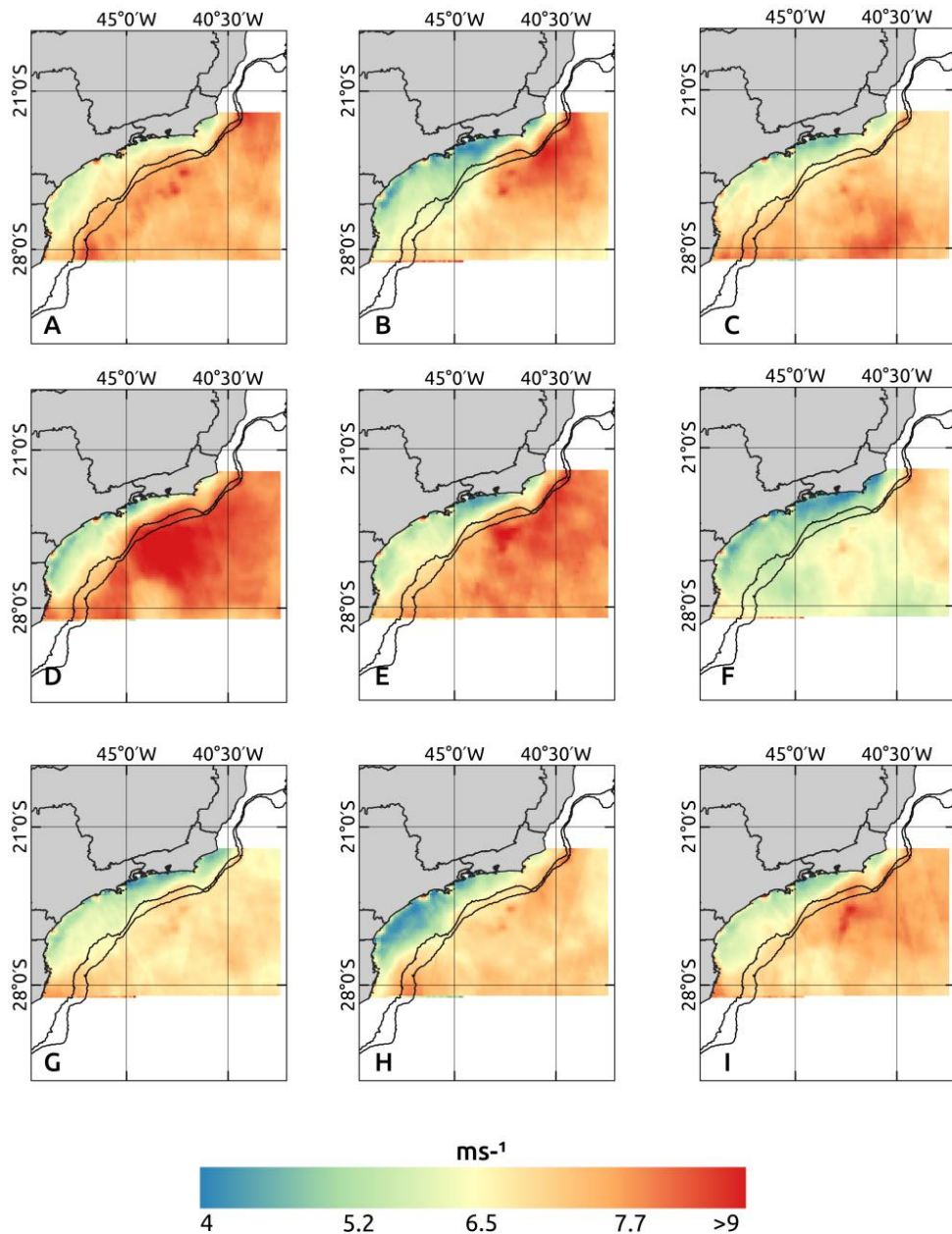


Figura 18: Média sazonal das velocidades dos ventos superficiais no ESB, compreendendo o período entre as primaveras de 2016 (A) e 2018(I).

V. 4. Corrente superficial (HYCOM)

Para análise das velocidades das correntes superficiais na região do ESB, foram extraídas dos dados do HYCOM as médias, mínimas e máximas mensais para a região

do ESB (Figura 19). Foram observados elevados valores de velocidades médias para 2017 (agosto e novembro), além da ocorrência de picos de velocidades neste ano. Os menores valores de velocidade média foram observados em 2018 (março e junho).

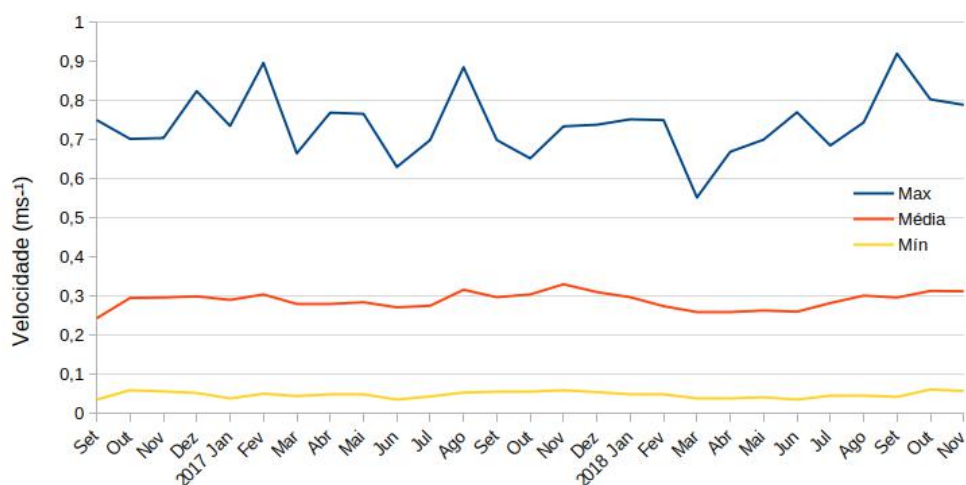


Figura 19: Velocidades médias (linha vermelha), máximas (linha azul) e mínimas (linha amarela) mensais da corrente superficial no ESB.

Para as média sazonal das velocidades de corrente (Figura 20), foram observados valores mais baixos na região da plataforma, enquanto se verificou maiores valores entre a quebra de plataforma e o talude devido à presença da CB na região. Para as regiões mais distantes da costa, os valores de velocidade média são mais hererogênos e bem distribuídos. O verão de 2016/17 (Figura 20B) e o inverno (Figura 20H) e primavera de 2018 (Figura 20I) foram os períodos com os maiores valores de velocidade média de corrente superficial, enquanto que os menores valores foram observados nos outonos de 2017 (Figura 20C) e 2018 (Figura 20G), onde notamos uma predominância de cores mais frias e menor nitidez das altas velocidades na região do talude.

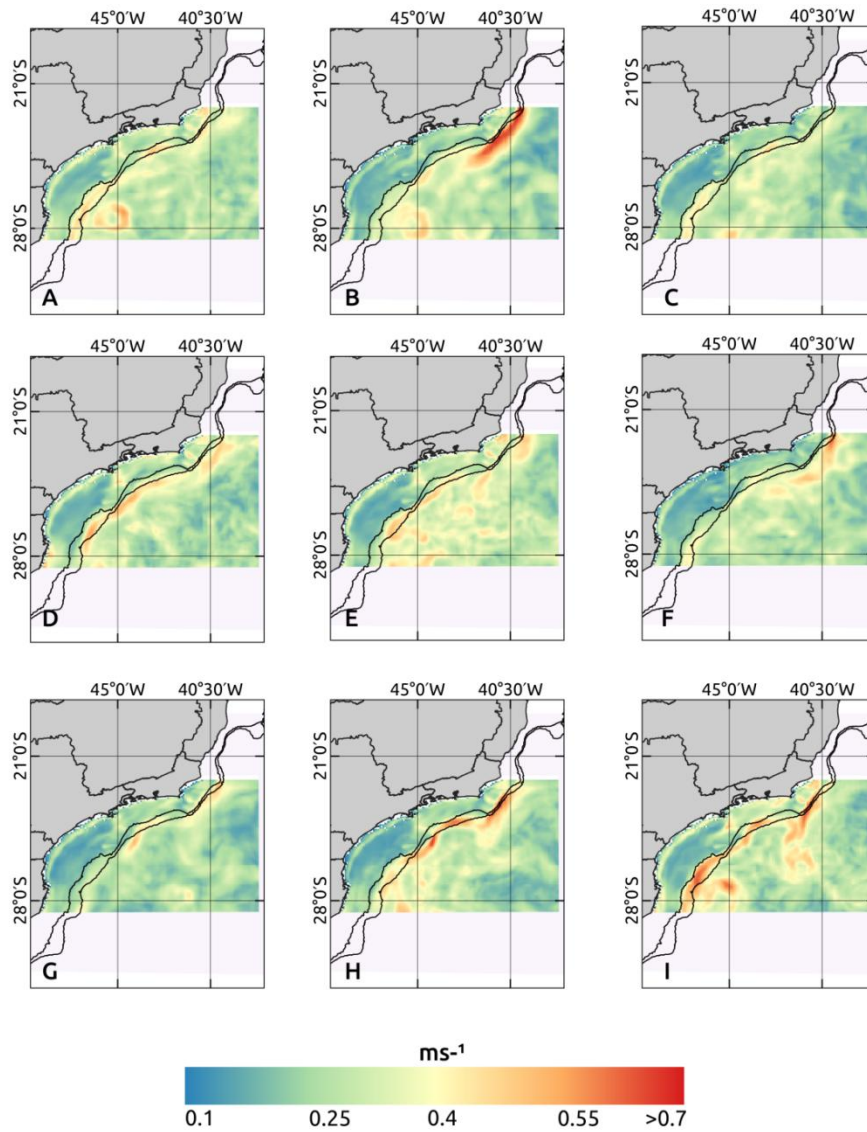


Figura 20: Médias sazonais da velocidade superficial na região do ESB para o período de primavera de 2016 (A) até primavera de 2018 (i).

Capítulo VI: Discussão

Na sessão anterior, foram apresentados os resultados obtidos da quantificação e classificação dos vórtices, bem como das variáveis oceanográficas através de dados satelitais (vento, TSM e vórtices) e modelos (corrente superficial). Nesta seção serão abordadas as relações das frequências temporais das variáveis físicas com os VSMs.

Na figura 21A, temos os valores das médias mensais de TSM e a frequência mensal dos vórtices. A frequência dos VSMs segue o comportamento sazonal observado na série temporal de TSM, com os dois picos mais altos correspondendo aos meses com os valores de TSM mais baixos (inverno). Diversos trabalhos relatam um aumento na frequência de VSMs em média latitudes causadas por instabilidades baroclínicas nos períodos de inverno (Mensa et al., 2013; Sasaki et al., 2014; Brannigan et al., 2015). Essa associação entre processos de instabilidade e períodos de inverno é comum em latitudes médias devido à alta frequência de frentes frias nesta estação. Isso explica a maior quantidade de VSMs no inverno, mas não os outros dois picos menores observados no início do verão de 2016 e no verão de 2017.

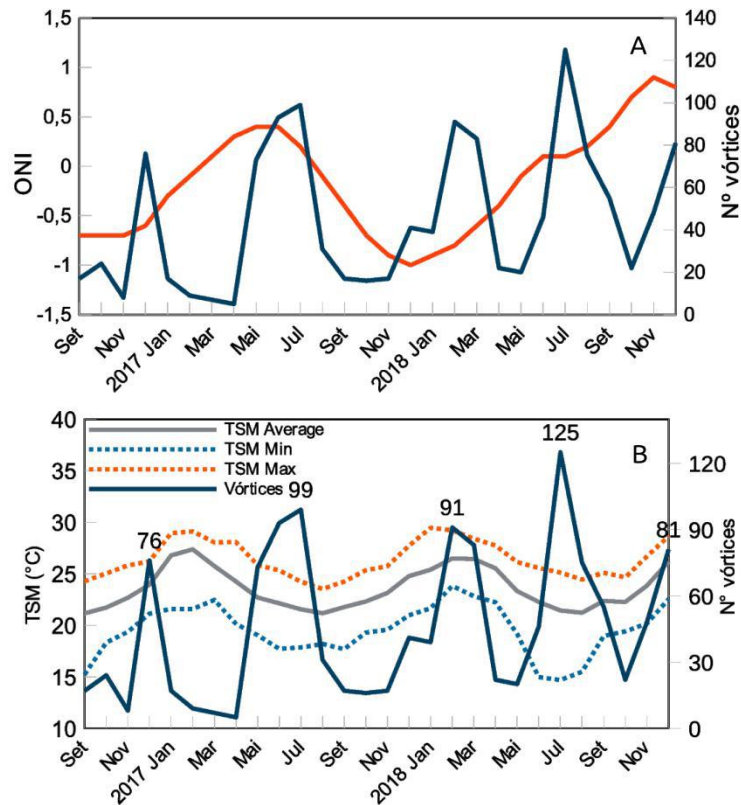


Figura 21: (A) Média mensal da TSM do valor máximo (linha pontilhada laranja), mínimo (linha pontilhada azul), média (linha cinza) e da frequência mensal de VSM detectados. Os números sobre a linha azul representam os valores em cada pico de frequência. (B) Frequência mensal dos VSMs (linha azul) e índice ENOS ONI (linha laranja).

Fenômenos remotos também podem gerar instabilidades no oceano, como o *El Niño Oscilação Sul* (ENOS). Nesse ponto, o ENOS foi investigado por meio do Oceanic Niño Index (ONI). Períodos de La Niña ocorrem quando o ONI apresenta valores iguais ou menores que -0,5, enquanto que valores maiores ou igual a 0,5 caracterizam eventos de El Niño. Se os dois picos mais altos de frequência dos VSMs forem desprezados nesta análise, os outros dois picos correspondem a períodos de La Niña (Figura 21B). É válido ressaltar que durante eventos de La Niña há um aumento na passagem de frentes frias durante o verão em latitudes médias, favorecendo a geração de instabilidades baroclínicas devido aos processos de camada de mistura mais fortes na parte superior do oceano.

Outro ponto a ser observado, é o motivo da maior frequência de vórtices no

inverno de 2018, quando comparado ao pico de frequência que ocorre no inverno de 2017. Tendo em mente que ambos os picos de frequência ocorreram no mês de julho. O período de julho de 2018 também foi quando ocorreu o menor valor de TSM (Figura 21A). Isso se deve provavelmente à presença de águas mais frias provenientes do Rio da Prata. Como já dito anteriormente, essas águas podem ocorrer na região do ESB durante o período do inverno. O deslocamento destas águas provenientes do Rio da Prata para a região de menores latitude é controlado principalmente pela atuação dos ventos do quadrante sudoeste (Moller *et al.*, 2008; Piola *et al.*, 2000). Comparando a frequência e intensidade dos ventos dentro do período que engloba esses dois picos de ocorrência dos vórtices (junho/julho de 2017 e 2018), observa-se uma superioridade na frequência dos ventos de sudoeste em 2018, estando os mesmos praticamente ausentes em 2017 (Figura 22A e 22B).

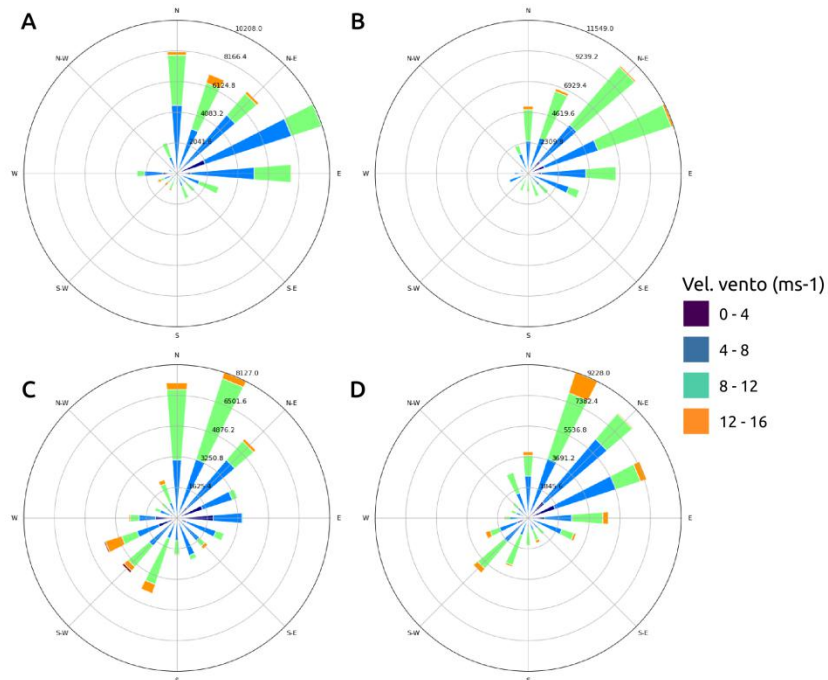


Figura 22: Frequências e intensidades dos ventos nos meses de junho e julho de 2017 (A e B) e 2018 (C e D).

Essa maior frequência e intensidade dos ventos SO, paralelos à costa, faz com que a massa d'água do Rio da Prata consiga atingir latitudes menores em 2018. Esta massa de água pode favorecer as instabilidades baroclínicas associadas aos gradientes de densidade e consequentemente a formação de VSMs. Na superfície, esse fluxo para o norte pode interagir com a CB e gerar instabilidades barotrópicas devido ao cisalhamento horizontal entre as duas massas de água.

Realizando a mesma análise para os dados de TSM (Figura 23), há uma nítida diferença na TSM entre na porção sul do ESB, com cores mais frias em 2018 (Figura 23C e 23D). Isso confirma a ideia da maior presença da massa d'água do Rio da Prata na região durante o período de inverno de 2018.

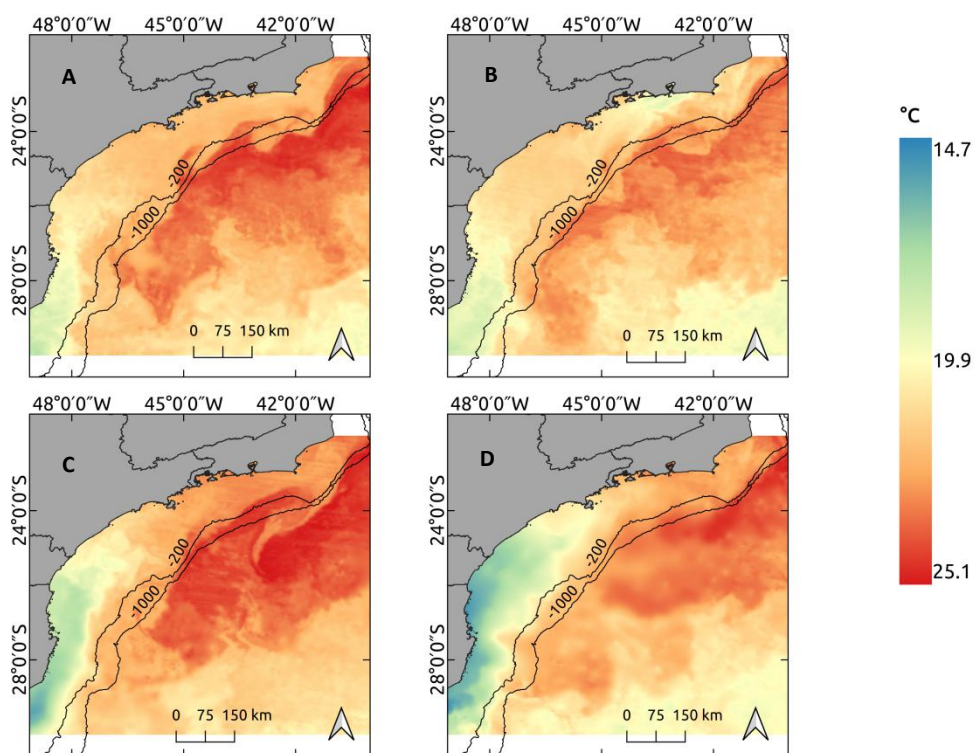


Figura 23: Médias da TSM dos meses de junho e julho de 2017 (A e B) e 2018 (C e D).

Na Figura 24 temos a diferença das médias de TSM de junho e julho de 2018 pelos respectivos meses de 2017. Observam-se diferenças de $-3,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ na porção mais a sul do

ESB, próximo de Santa Catarina, visto que a massa d'água do Rio da Prata tende a se restringir a região mais ao sul da ESB (Moller *et al.* 2008). No entanto, valores positivos são observados na porção norte, o que demonstra menores temperaturas durante junho e julho de 2017. Esse fato se deve a processos de ressurgência que ocorre no entorno da região de Cabo Frio.

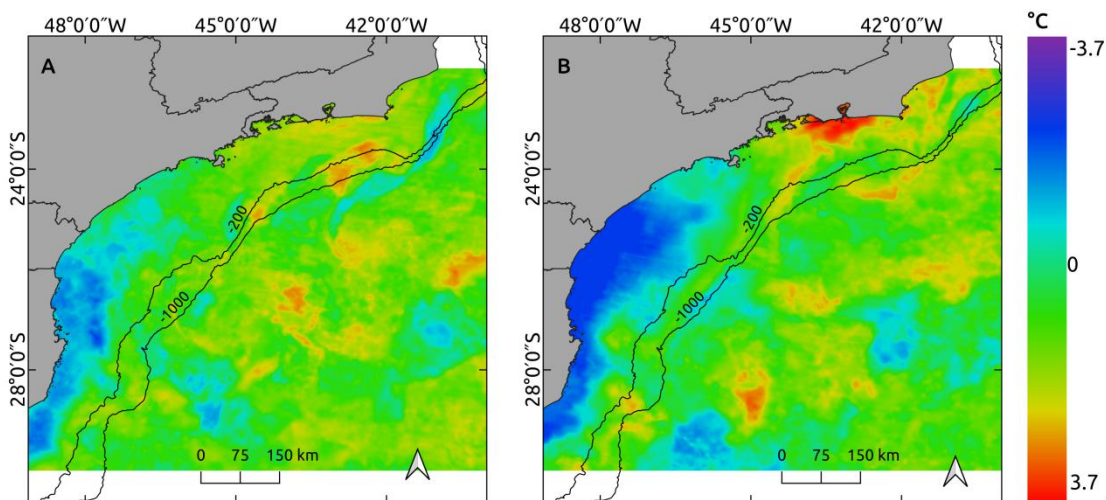


Figura 24: Diferença das temperaturas médias de Junho e Julho de 2017 e 2018. Mapa (A) representa os valores de junho de 2018 subtraídos por junho de 2017. Mapa (B) representa a mesma operação, sendo realizada para o mês de julho.

Comparando os mapas de densidade dos vórtices (Figura 12), notamos que o adensamento de vórtices em 2017 na porção mais ao sul do ESB se restringe ainda mais a maiores latitudes. No entanto, em 2018 há uma maior densidade de vórtices e uma maior distribuição destes na porção sul do ESB. Esse fato nos leva a hipótese de que a presença da massa d'água do Rio da Prata pode estar sendo um fator primordial na formação de VSMs.

Altas concentrações de VSMs ocorrem também próximas à região central, localizada no entorno de Ilhabela, São Sebastião. Assim como sucedeu para a porção sul do ESB, essa região central teve uma quantidade menor de vórtices em 2017. Nota-

se que em 2017, os VSMs na região central se concentraram mais ao sul de Ilhabela, enquanto que em 2018 há um adensamento tanto ao norte quanto ao sul, com uma maior presença de cores quentes na região ao norte de Ilhabela.

Vale salientar que a região de Ilhabela é a feição mais proeminente de toda a costa do ESB, o que faz com que tenha uma maior interação com as correntes no entorno. Além disso, o canal de São Sebastião, com seus 25 km de largura, gera um afunilamento das correntes próximas à costa, gerando altas velocidades e consequentemente instabilidades na corrente (Oliveira *et al.*, 2007). A região do entorno de São Sebastião ainda conta com uma grande quantidade de ilhas e lajes, como podemos perceber na Figura 25.

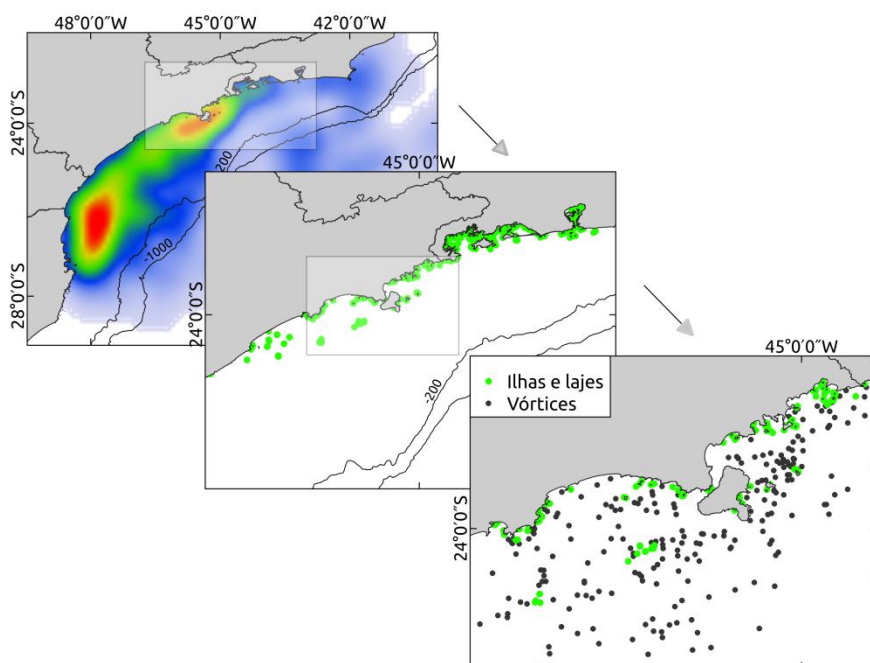


Figura 25: Ilustração da região de alta concentração de VSMs detectados próximo de Ilhabela.

Para verificar essa relação entre a corrente superficial e essas feições (ilhas, lajes e parcéis), foram analisados as velocidades das correntes de superfície e os VSMs detectados na região do entorno de Ilha Bela. Isolinhas foram geradas a partir do mapa de densidade dos VSMs detectados (Figura 12D). Em seguida foi utilizada a isolinha

mais interna (maior concentração de vórtices). Essa isolinha serviu como delimitação para a computação dos dados de corrente superficial e dos VSMS (Figura 26).

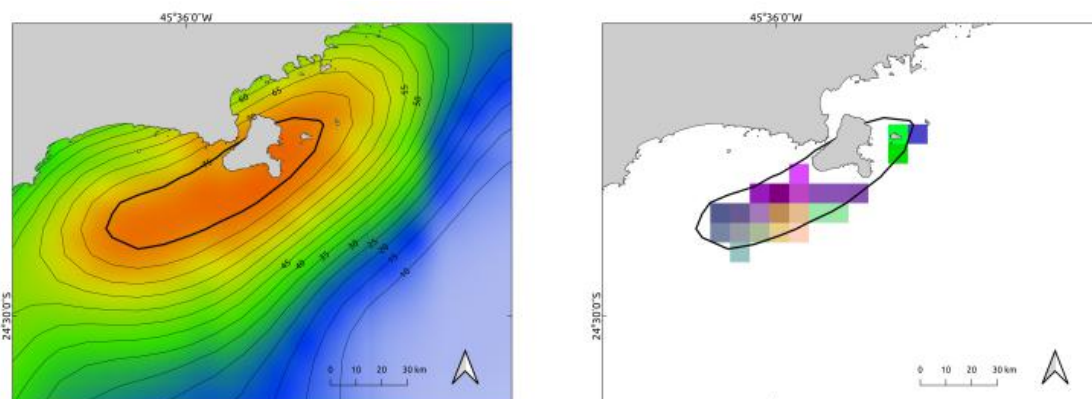


Figura 26: Ilustração das isolinhas geradas a partir do *Heatmap* na região próxima a Ilhabela (A) e dos dados da corrente superficial do HYCOM recortados a partir da isolinha mais interna (B).

Na Figura 27 é apresentada a frequência dos VSMS no entorno de IlhaBela. Observa-se a presença de três picos de frequência, que ocorreram durante o ano de 2018. O pico de maior frequência de VSMS ocorreu em fevereiro, com os outros dois picos em julho e dezembro. Os três primeiros picos (dezembro de 2016, fevereiro de 2018 e julho de 2018) podem ser decorrentes das interações das frentes com as feições na região. Isso porque esses períodos se encontram nessa ordem inseridos dentro de dois eventos de La Niña e de um inverno.

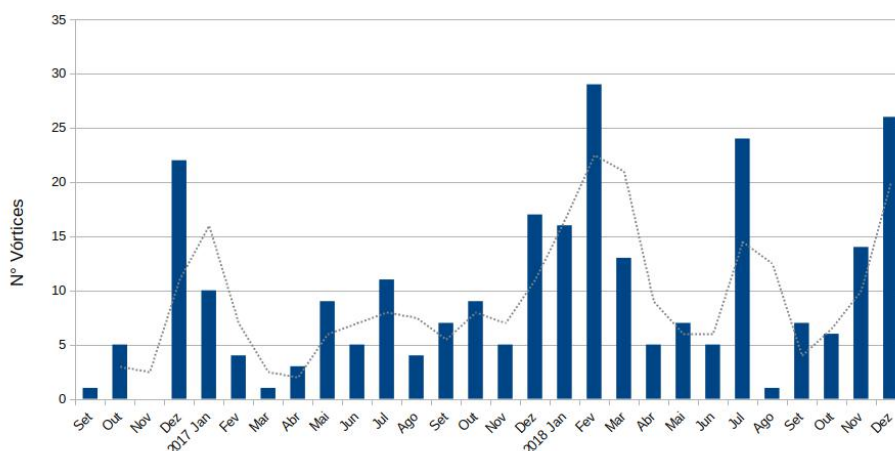


Figura 27: Frequência mensal dos VSMS na região próximo de Ilhabela (histogram) e média móvel com janela de 2 meses (linha pontilhada).

Stech & Lorenzetti (1992), relatam os efeitos das passagens das frentes frias sobre a hidrodinâmica na plataforma continental, podendo reverter completamente o sentido das correntes, especialmente a componente ao longo da costa, se movendo juntamente com o sistema frontal atmosférico rumo a nordeste. Tendo em vista que a La Niña e o inverno de 2018 foram os mais fortes presentes na série temporal deste trabalho, é plausível que durante o ano de 2018 tenha ocorrido mais frentes.

Verificando a sazonalidade da frequência, intensidade e sentido das correntes superficiais no entorno de Ilhabela (Figura 28), notamos que correntes mais fortes fluindo para norte ocorreram no ano de 2018 e um predomínio de correntes fluindo para o sul em 2017.

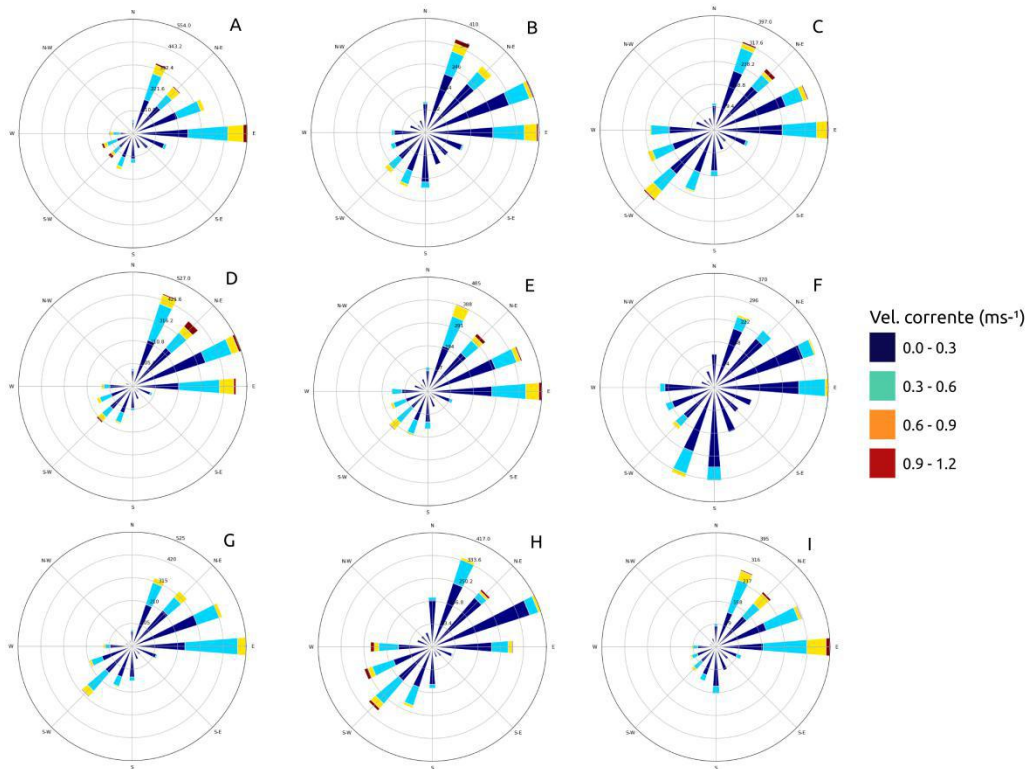


Figura 28: Sazonalidade da frequência e intensidade da corrente superficial na região no entorno da Ilhabela.

Dessa forma, a maior ocorrência de frentes frias explicaria a maior quantidade de vórtices na região central e principalmente ao norte de São Sebastião, pois o sentido da

corrente para norte em 2018 seria propício para a propagação de vórtices nesta direcção. Já em 2017, com a ocorrência de um inverno mais brando e com o sentido das correntes associado ao vento do quadrante nordeste, os vórtices gerados pela interação com as feições de batimétricas mais rasas tendem a se localizar ao sul destas.

Outro ponto em relação à distribuição dos VSMS é a diferença na frequência entre a região da plataforma continental e regiões mais profundas do oceano. Aqui chamo a atenção, pois essas regiões de maiores profundidades apresentam maior anisotropia do que a região da plataforma continental (Figura 20), o que poderia resultar em mais processos de instabilidade e consequentemente mais vórtices. No entanto, foi detectada uma quantidade expressivamente superior de vórtices na região da Plataforma Continental. O maior número de vórtices detectados em águas mais rasas na região da plataforma continental parece estar relacionado à força do vento nesta região. Isso provavelmente acontece devido às altas velocidades de vento encontradas ao largo da plataforma continental, nas regiões mais profundas (Figura 29). Ventos mais intensos acabam por remover o biofilme da superfície do mar, dificultando a detecção de VSMS (Gade et al., 2013).

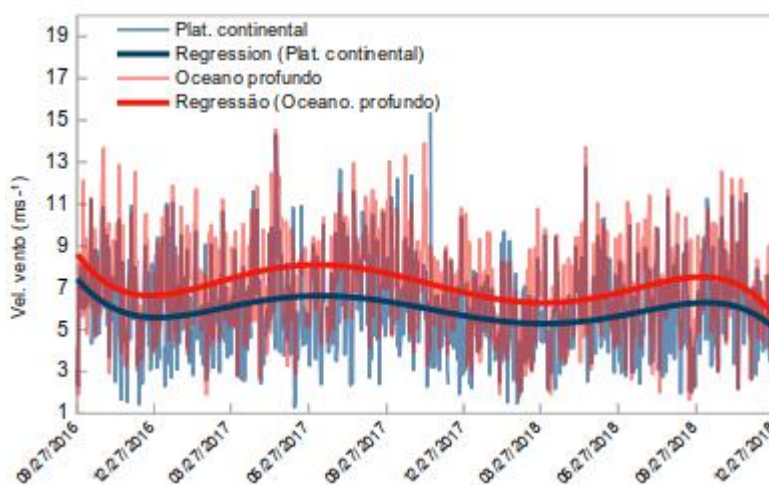


Figura 29: Séries temporais (diária) dos ventos de superfície sobre as regiões da plataforma continental (azul) e do oceano profundo (vermelho) no ESB. As linhas grossas correspondem às séries temporais suavizadas por uma regressão polinomial de 5º grau.

A Figura 30 mostra que as regiões com ventos de até 8 ms^{-1} são mais suscetíveis à formação e posterior detecção de VSMs. Para velocidades superiores a 8 ms^{-1} , o número de VSMs detectados diminui significativamente devido às mudanças impostas pelos ventos à rugosidade da superfície do mar medidas pelo SAR. Segundo Digiacomo & Holt (2001), altas velocidades de vento durante o momento de aquisição das imagens SAR resultam em imagens saturadas e espacialmente homogêneas. Como consequência há a redução da relação sinal-ruído e o número de vórtices detectados.

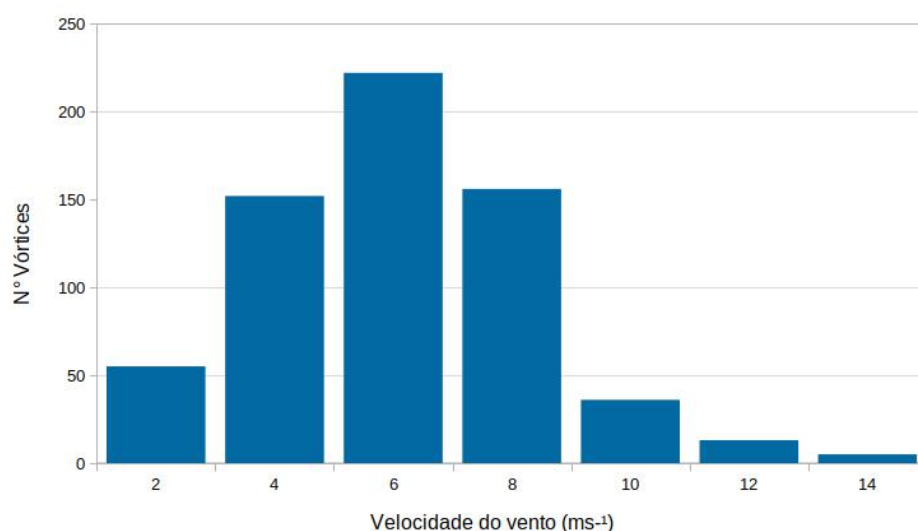


Figura 30: Distribuição das velocidades de vento dos vórtices detectados.

Este fato pode indicar que a detecção de VSMs é fortemente modulada pelas condições do vento durante as aquisições da imagem SAR. No entanto, ao verificarmos os valores das médias sazonais de velocidade do vento com a ocorrência dos vórtices na região do Plataforma Continental (Tabela 4), observa-se que em diferentes estações a alta frequência de VSMs pode estar relacionada a altos valores de velocidade do vento (Primavera/2016, Outono/2017, Primavera/2018).

Tabela 4: Valores sazonais das velocidades médias do vento e da frequência de VSMs detectados.

	Anos	Primavera	Verão	Outono	Inverno
vel(ms⁻¹) – nº vórtices	2016	6,57 – 108			
	2017	6,18 – 64	5,70 – 28	6,32 – 114	6,59 – 101
	2018	6,30 – 140	5,39 – 170	5,98 – 68	5,71 – 173

Com base nisso, podemos dizer que o modo de aquisição da imagem SAR pode sofrer influência do vento, no entanto este fator não se mostra como modulador na detecção dos VSMs para a região da Plataforma Continental. Além do mais regiões costeiras e de plataforma continental possuem maior produtividade biológica do que regiões em oceano profundo. Esse fato resulta em uma menor produção de biofilmes em áreas mais distantes da costa (Espedal *et al.*, 1996), levando a uma maior dificuldade na detecção dos VSMs.

Capítulo VII: Conclusão

O presente estudo permitiu detectar VSMs em toda o ESB, cuja maioria dos dessas feições foram pretas, ciclônica e com raio menor que 2,4 km.

Observou-se uma maior quantidade de VSMs na plataforma continental, embora alguns vórtices tenham sido encontrados mais distantes da plataforma continental. Esta diferença no número de vórtices parece ser influenciada pelo regime de ventos sobre o ESB, uma vez que as velocidades mais baixas dos ventos também foram observadas nesta região. Apesar dos fortes ventos atrapalharem na detecção dos VSMs, o uso de dados SAR mostrou-se adequado para detecção dessas feições na região da plataforma continental.

Em geral, os VSMs ocorreram com maior frequência durante os períodos de inverno. Isso sugere que este aumento na ocorrência de vórtices é uma resposta à geração de instabilidades baroclínicas da camada de mistura, associadas a um típico aumento da intensidade do vento e da passagem de frentes frias durante esta estação. Além disso, uma alta concentração de VSMs foi observada durante os eventos de La

Niña, reforçando a influência das instabilidades oceânicas para a ocorrência de vórtices, uma vez que a La Niña afeta a passagem de frentes frias no Atlântico Sudoeste. Apesar dessa suposição, se faz necessário uma série temporal mais extensa para afirmar se os eventos de La Niña influenciam a formação de VSMs, esse é um ponto que deve ser investigado em estudos futuros.

A análise da distribuição espacial dos VSMs mostrou duas regiões de maior concentração de vórtices; as porções sul e central do ESB. A geração de VSMs na região central do ESB está provavelmente relacionada à interação entre a batimetria e as correntes oceânicas costeiras. No sul do SBB, as análises sugerem que a concentração dessas feições está associada às instabilidades causadas pela intrusão de águas mais frias vindas de latitudes (Massa d'água do Rio da Prata) mais elevadas.

Referências Bibliográficas

- Alpers, W., Brandt, P., Lazar, A., Dagorne, D., Sow, B., Faye, S., ... & Brehmer, P. (2013). A small-scale oceanic eddy off the coast of West Africa studied by multi-sensor satellite and surface drifter data. *Remote Sensing of Environment*, 129, 132-143.
- Azevedo, J. L. L. D., Oliveira, L. R. D., Souza, J. F. A. D., Soares, I. D., & Mata, M. M. (2008). Os processos de conversão de energia nos oceanos: uma revisão do Diagrama de Lorenz. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26(2), 153-172.
- Berti, S., & dos Santos, F. A. (2016). Relative dispersion and turbulence in the Southwestern Atlantic Ocean from drifters data.
- Boccaletti, G., Ferrari, R., & Fox-Kemper, B. (2007). Mixed layer instabilities and restratification. *Journal of Physical Oceanography*, 37(9), 2228-2250.
- Brachet, S., Le Traon, P. Y., & Le Provost, C. (2004). Mesoscale variability from a high-resolution model and from altimeter data in the North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C12).
- Brannigan, L., Marshall, D. P., Naveira-Garabato, A., & Nurser, A. G. (2015). The seasonal cycle of submesoscale flows. *Ocean Modelling*, 92, 69-84.
- Braun, A. (2019). Radar satellite imagery for humanitarian response. Bridging the gap between technology and application (Doctoral dissertation, Universität Tübingen).
- Callies, J., Ferrari, R., Klymak, J. M., & Gula, J. (2015). Seasonality in submesoscale turbulence. *Nature communications*, 6(1), 1-8.
- Capet, X., McWilliams, J. C., Molemaker, M. J., & Shchepetkin, A. F. (2008). Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System. Part II: Frontal processes. *Journal of Physical Oceanography*, 38(1), 44-64.

- Castro, B. D., & Miranda, L. D. (1998). Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4 N and 34 S. *The sea*, 11(1), 209-251.
- Castro, B. D., Lorenzetti, J. A., Silveira, I. D., & Miranda, L. D. (2006). Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) eo Chuí (RS). *O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil*, 1, 11-120.
- Chaigneau, A., Gizolme, A., & Grados, C. (2008). Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. *Progress in Oceanography*, 79(2-4), 106-119.
- Chelton, D. B., DeSzoeki, R. A., Schlax, M. G., El Naggar, K., & Siwertz, N. (1998). Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *Journal of Physical Oceanography*, 28(3), 433-460.
- Chelton, D. B., Schlax, M. G., Samelson, R. M., & de Szoeki, R. A. (2007). Global observations of large oceanic eddies. *Geophysical Research Letters*, 34(15).
- Cumming, I. G., & Wong, F. H. (2005). *Digital processing of synthetic aperture radar data*. Norwood, MA: Artech House.
- DiGiacomo, P. M., & Holt, B. (2001). Satellite observations of small coastal ocean eddies in the Southern California Bight. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C10), 22521-22543.
- Espedal, H. A., Johannessen, O. M., & Knulst, J. (1996). Satellite detection of natural films on the ocean surface. *Geophysical Research Letters*, 23(22), 3151-3154.
- Filipponi, F. (2019). Sentinel-1 GRD Preprocessing Workflow. In *Multidisciplinary Digital Publishing Institute Proceedings* (Vol. 18, No. 1, p. 11).

- Gade, M., Byfield, V., Ermakov, S., Lavrova, O., & Mitnik, L. (2013). Slicks as indicators for marine processes. *Oceanography*, 26(2), 138-149.
- Gade, M., Buck, A., & Karimova, S. (2018, July). Statistical analysis of eddies in the western Mediterranean based on multiple SAR imagery. In *IGARSS 2018-2018 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (pp. 1481-1484). IEEE.
- Goodman, J. W. (1976). Some fundamental properties of speckle. *JOSA*, 66(11), 1145-1150.
- Guerra, L. A. A., Paiva, A. M., & Chassignet, E. P. (2018). On the translation of Agulhas rings to the western South Atlantic Ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 139, 104-113.
- Houry, S., Dombrowsky, E., De Mey, P., & Minster, J. F. (1987). Brunt-Väisälä frequency and Rossby radii in the South Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 17(10), 1619-1626.
- Johannessen, J. A., Shuchman, R. A., Digranes, G., Lyzenga, D. R., Wackerman, C., Johannessen, O. M., & Vachon, P. W. (1996). Coastal ocean fronts and eddies imaged with ERS 1 synthetic aperture radar. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C3), 6651-6667.
- Karimova, S. (2017). OBSERVING SURFACE CIRCULATION OF THE WESTERN MEDITERRANEAN BASIN WITH SATELLITE IMAGERY. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences*, 42.
- Karimova, S., & Gade, M. (2016). Improved statistics of sub-mesoscale eddies in the Baltic Sea retrieved from SAR imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 37(10), 2394-2414.
- Klein, P., Morrow, R., Samelson, R., Chelton, D., Lapeyre, G., Fu, L., ... & Ponte, A. (2015). Mesoscale/sub-mesoscale dynamics in the upper ocean.

NASA Surface Water and Ocean Topography (SWOT). URL: [http://www.
aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/missions/Swot/WhitePaperSWOTSu
bmesoscale.pdf](http://www.aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/missions/Swot/WhitePaperSWOTSu
bmesoscale.pdf) (accessed: 14.09. 2016).

Lapeyre, G., & Klein, P. (2006). Impact of the small-scale elongated filaments on the oceanic vertical pump. *Journal of marine research*, 64(6), 835-851.

Lee, J. S., & Pottier, E. *Polarimetric Radar Imaging: From Basics to Applications*. Boca Raton, FL, 2009.

Leifer, I., Lehr, W. J., Simecek-Beatty, D., Bradley, E., Clark, R., Dennison, P., ... & Reif, M. (2012). State of the art satellite and airborne marine oil spill remote sensing: Application to the BP Deepwater Horizon oil spill. *Remote Sensing of Environment*, 124, 185-209.

Lévy, M., Iovino, D., Resplandy, L., Klein, P., Madec, G., Tréguier, A. M., ... & Takahashi, K. (2012). Large-scale impacts of submesoscale dynamics on phytoplankton: Local and remote effects. *Ocean Modelling*, 43, 77-93.

Lorenzetti, J. A., Stech, J. L., Mello Filho, W. L., & Assireu, A. T. (2009). Satellite observation of Brazil Current inshore thermal front in the SW South Atlantic: Space/time variability and sea surface temperatures. *Continental Shelf Research*, 29(17), 2061-2068.

Mahadevan, A. (2016). The impact of submesoscale physics on primary productivity of plankton. *Annual review of marine science*, 8, 161-184.

Marcello, J., Eugenio, F., Estrada-Allis, S., & Sangrà, P. (2015). Segmentation and tracking of anticyclonic eddies during a submarine volcanic eruption using ocean colour imagery. *Sensors*, 15(4), 8732-8748.

McWilliams, J. C. (2016). Submesoscale currents in the ocean. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 472(2189), 20160117.

- Mensa, J. A., Garraffo, Z., Griffa, A., Özgökmen, T. M., Haza, A., & Veneziani, M. (2013). Seasonality of the submesoscale dynamics in the Gulf Stream region. *Ocean Dynamics*, 63(8), 923-941.
- Moghaddam, M., & Saatchi, S. (1995). Analysis of scattering mechanisms in SAR imagery over boreal forest: Results from BOREAS'93. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33(5), 1290-1296.
- Möller Jr, O. O., Piola, A. R., Freitas, A. C., & Campos, E. J. (2008). The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Continental Shelf Research*, 28(13), 1607-1624.
- Morrow, R., & Le Traon, P. Y. (2012). Recent advances in observing mesoscale ocean dynamics with satellite altimetry. *Advances in Space Research*, 50(8), 1062-1076.
- Munk, W., Armi, L., Fischer, K., & Zachariasen, F. (2000). Spirals on the sea. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 456(1997), 1217-1280.
- Oguz, T., Moure, B., & Tintoré, J. (2017). Modulation of frontogenetic plankton production along a meandering jet by zonal wind forcing: An application to the Aegean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(8), 6594-6610.
- Oliveira, O. M. P., & Marques, A. C. (2007). Dinâmica sazonal das massas de água no canal de São Sebastião (SE Brasil) de março de 2005 a maio de 2006. In *XII Congresso Latino-Americano de Ciências do Mar-XII COLACMAR*.
- Oliveira, F. S., & Polito, P. S. (2018). Mesoscale eddy detection in satellite imagery of the oceans using the Radon transform. *Progress in Oceanography*, 167, 150-163.

- Omand, M. M., D'Asaro, E. A., Lee, C. M., Perry, M. J., Briggs, N., Cetinić, I., & Mahadevan, A. (2015). Eddy-driven subduction exports particulate organic carbon from the spring bloom. *Science*, 348(6231), 222-225.
- Pianca, C., Mazzini, P. L. F., & Siegle, E. (2010). Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58(1), 53-70.
- Piola, A. R., & Matano, R. P. (2017). Ocean currents: Atlantic western boundary—Brazil current/Falkland (Malvinas) current. Reference module in earth systems and environmental sciences.
- Piola, A. R., Campos, E. J., Möller Jr, O. O., Charo, M., & Martinez, C. (2000). Subtropical shelf front off eastern South America. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C3), 6565-6578.
- Ribeiro, M. R. (1996). Estudo sobre o desenvolvimento larval, abundância e distribuição de ovos e larvas de *Maurolicus muelleri* (Gmelin, 1789)(Teleostei: Sternoptychidae), e possíveis potencialidades ao largo da costa sudeste brasileira entre 23oS (Cabo Frio-RJ) e 29oS (Cabo de Santa Marta Grande-SC). São Paulo, 151.
- Robinson, I. S. (2004). *Measuring the oceans from space: the principles and methods of satellite oceanography*. Springer Science & Business Media.
- Rodrigues, R. R., & Lorenzzetti, J. A. (2001). A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. *Continental Shelf Research*, 21(4), 371-394.
- Romeiser, R. (2013). The future of SAR-based oceanography: high-resolution current measurements by along-track interferometry. *Oceanography*, 26(2), 92-99.
- Sartori Neto, A., Soares, V. P., Lima, J. A. M., Ribeiro, C. A. A. S., & Griffith, J. J. (2005). Análise de imagens termais AVHRR utilizando transformada de

Fourier para determinação de padrões em vórtices e meandros” In. In *XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto* (pp. 3671-3678).

Sasaki, H., Klein, P., Qiu, B., & Sasai, Y. (2014). Impact of oceanic-scale interactions on the seasonal modulation of ocean dynamics by the atmosphere. *Nature communications*, 5(1), 1-8.

Satyamurty, P., Nobre, C. A., & Dias, P. L. S. (1998). South America. In *Meteorology of the southern hemisphere* (pp. 119-139). American Meteorological Society, Boston, MA.

Schouten, M. W., de Ruijter, W. P., Van Leeuwen, P. J., & Lutjeharms, J. R. (2000). Translation, decay and splitting of Agulhas rings in the southeastern Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C9), 21913-21925.

Skolnik, M. I. (1980). *Introduction to radar systems* (Vol. 3, pp. 81-92). New York: McGraw-hill.

Su, Z., Wang, J., Klein, P., Thompson, A. F., & Menemenlis, D. (2018). Ocean submesoscales as a key component of the global heat budget. *Nature communications*, 9(1), 1-8.

Van Zyl, J., & Kim, Y. (2011). *Synthetic aperture radar polarimetry*.

Xu, G., Yang, J., Dong, C., Chen, D., & Wang, J. (2015). Statistical study of submesoscale eddies identified from synthetic aperture radar images in the Luzon Strait and adjacent seas. *International Journal of Remote Sensing*, 36(18), 4621-4631.

Zatsepin, A., Kubryakov, A., Aleskerova, A., Elkin, D., & Kukleva, O. (2019). Physical mechanisms of submesoscale eddies generation: evidences from laboratory modeling and satellite data in the Black Sea. *Ocean Dynamics*, 69(2), 253-266.

