Leandro Machado Cruz

Estudo da interação oceano-atmosfera sobre frentes oceânicas no Atlântico Sudoeste

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, no programa de Oceanografia, área de concentração em Oceanografia Física.

Orientador:
Prof. Dr. Paulo Simionatto Polito

São Paulo

2016

Universidade de São Paulo
Instituto Oceanográfico

Estudo da interação oceano-atmosfera sobre frentes oceânicas no Atlântico Sudoeste

Leandro Machado Cruz

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, no programa de Oceanografia, área de concentração em Oceanografia Física.

Versão corrigida

Julgada em / / 2016 por

Prof. Dr.	Conceito
Prof. Dr.	Conceito
Prof. Dr.	Conceito

A minha amada mãe.

Agradecimentos

Passados pouco mais de 2 anos do início dessa jornada, é chegada a hora de me despedir. O desafio era grande. Havia uma mudança de cidade, retomar estudos após 10 anos longe da academia, mudar na cabeça do meteorologista as escalas de tempo espaço para compreender o oceano que antes só era condição de contorno. Foi difícil, mas conseguimos. Sim, no plural. Porque sozinho eu não teria sido capaz. Não o teria feito sem ajuda de muitas pessoas, familiares e amigos a quem gostaria de expressar toda minha gratidão.

Agradeço a minha dedicada mãe, pelo amor de uma vida, pelo carinho e abdicação. Sem a senhora nenhuma das minhas vitorias teria sido possível. Obrigado pelos muitos quilômetros viajados entre Rio e São Paulo apenas para estar comigo. Obrigado por ter feito de mim quem eu sou.

A minha querida irmã e meus 3 sobrinhos agradeço por serem a melhor família que eu poderia ter. Por aquecerem meu coração com seu afeto e doçura . Obrigado por suportar a minha rabugice, em especial nesses últimos meses de fim de trabalho. Muito obrigado a todos tios, tias, primos que mesmo de longe me mantiveram em suas orações.

Gostaria de agradecer meu orientador, Professor Paulo Polito. Professor Paulo, obrigado pela empolgação em fazer ciência, pelos conselhos, pela correção bem humorada, pelos ótimos papos no café. Levo comigo muito aprendizado, e a certeza

de que tenho muito mais a aprender. Também gostaria de agradecer a Professora Olga que além da forma gentil com que me acolheu no laboratório, ofereceu valorosa contribuição para esse trabalho desde sua concepção.

Agradeço a todos os professores das disciplinas que cursei. Professor Ilson por mostrar a beleza atrás de toda matemática necessária pra entender o oceano. Professores Edmo, Belmiro e professores Raupp e Ricardo Halak do IAG, obrigado pelos ensinamentos. Um agradecimento especial para as meninas da secretaria de pós-graduação, Ana Paula e Letícia e ao Daniel. Obrigado por sempre me receberem tão bem.

Muito obrigado a Marinha do Brasil pela oportunidade! Agradeço a minha chefe Comandante Nilza por ter acreditado no meu potencial. Pela generosidade em abrir mão de mim por 2 anos na Divisão de Previsão Numérica. Também preciso agradecer meu chefe, Comandante Reinert, que me apoiou durante todo processo administrativo para que viesse estar aqui e ofereceu tranquilidade para que eu terminasse esse trabalho quando já tinha voltado para o CH-13. Muito obrigado ao Centro de Hidrografia da Marinha por ser um lugar onde me sinto em casa, onde a capacidade técnica e o crescimento profissional são tão valorados. Muito obrigado ao CCEMSP por cuidar da minha carreira durante o tempo que estive em São Paulo.

Amigos de turma, valeu ! Piero, Pedro, Pedrox, Thiago e Rafinha, como foi bom estudar com vocês, virar noites fazendo provas e depois comemorar o fim do trimestre. Comandante Márcio Borges muito obrigado por ter se transformado em um amigo, por entrar para nossa turma. Gostaria de agradecer Wandrey, Patrícia por compartilharem o laboratório de forma tão generosa, com dicas, listas e arquivos.

Marouan, além de dividir tudo isso, obrigado pela contribuição científica para esse trabalho.

Muito obrigado aos meus amigos cariocas pelas visitas em São Paulo que aplacavam um pouco a saudade. Leila, Ana, Iuri, Iara, Ursula, Priscila, Ale, Marcos, Igor, Judice, Comte Paulo, Filipi. Obrigado Alana e Alexandre que além de virem me visitar praticamente me adotaram nessa volta ao Rio de Janeiro. Obrigado aos amigos que não puderam estar por perto nesses 2 anos, mas se faziam presentes à distância.

E agradeço a Deus por ter me dado força e saúde pra chegar até aqui.

Resumo

Os padrões de circulação do Atlântico Sudoeste são caracterizados por uma diversidade de massas de água. A presença das correntes associadas ao giro subtropical e a incursão para norte da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) determinam extensas regiões de largo gradiente de Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Ao mesmo tempo, circulações de mesoescala geram intensos gradientes setorizados, ou reforçam o contraste de larga-escala. Consequentemente, frentes oceânicas de diferentes escalas são formadas ao longo desses gradientes. Quando o vento sopra sobre essas frentes, os fluidos trocam calor e momentum alterando suas propriedades dinâmicas e termodinâmicas. Nesse trabalho visamos caracterizar as alterações no campo de vento superficial que podem ser atribuídas a essas trocas. Para isso, foi aplicado um algoritmo de detecção de frentes em campos de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) derivados do conjunto OSTIA. Em situações de escoamento atmosférico sinótico homogêneo, foram calculados o divergente e rotacional do vento medido pelo escaterômetro QuickSCAT ao longo das zonas frontais, bem como suas componentes perpendicular e paralela às frentes. Ao longo de 8 anos mais 96.000 frentes oceânicas foram detectadas, co-localizadas com a disponibilidade de dados de vento dando origem a 40.000 composições. O sistema de coordenadas dessas composições foi rotacionado para que as frentes oceânicas tivessem a mesma orientação. Nós empilhamos as composições em um arranjo 3D e foram obtidas médias das circulações atmosféricas induzidas. As perturbações médias obtidas indicaram que há convergência do vento quando este sopra do lado quente para o lado frio da frente com a frenagem do escoamento. De forma oposta, há divergência e aceleração do vento quando este sopra no sentido oposto. Nós identificamos alterações locais no rotacional do campo de vento capazes de induzir o bombeamento de Ekman no oceano. Esse processo pode gerar mecanismos de retroalimentação no sistema. Nossos resultados corroboram o de diversos estudos sobre o tema presentes literatura.

Palavras-chave: Frentes Oceânicas, Circulações atmosféricas termicamente induzidas, escaterômetro

Abstract

The southwest Atlantic circulation patterns are characterized by a diversity of water masses. The presence of currents associated with the subtropical gyre and the northward incursion of Antarctic Circumpolar Current (ACC) determine extensive regions of strong sea surface temperature gradient (SST). At the same time, mesoscale circulations generate intense local gradients, or reinforce the large-scale contrast. Consequently, oceanic fronts are formed along these gradients on different scales. When the wind blows over these fronts, the fluids exchange heat and momentum, and that changes their dynamic and thermodynamic properties. In this work we aim to characterize the changes in the surface wind field that might be attributed to these exchanges. To do it, a frontal detection algorithm was applied to the SST field derived from OSTIA set. We selected situations of synoptic homogeneous atmospheric flow and calculated the divergent and rotational wind, in addition to its perpendicular and parallel components to the oceanic fronts. We used wind measurements recorded by the QuickSCAT scatterometer along the frontal zones. More than 96,000 oceanic fronts were detected along 8 years of data. We matched them to available wind data and formed more than 40,000 SST-WIND compositions. The coordinate system of these compositions was rotated so that all oceanic fronts have the same horizontal orientation. We piled up the compositions in a 3D array and the temporal mean of the induced circulations was calculated. The average disturbance obtained indicated that there is wind convergence when it blows from the warm side of the front to the cold side because the flow is slowed down. Conversely, there is wind divergence when it blows in the opposite direction due to speeding up flow. We identified local changes in wind field curl capable of inducing Ekman pumping over the ocean. This process can generate feedback mechanisms in the system. Our results were consistent with the literature.

Keywords: Oceanic Fronts, Thermally-induced atmospheric circulation, Air-sea interaction, scatterometer

Lista de Figuras

3.1 Representação das correntes oceânicas geostróficas e frentes nas camadas superiores no Atlântico Sul. Destaca-se a presença do giro subtropical e polar. A figura foi adaptada de Peterson e Stramma (1991). A caixa vermelha delimita a área de estudo do presente trabalho. 18

3.2 Subdivisão da área de estudo em subdomínios associados às principais frentes oceânicas de larga-escala encontradas no Atlântico Sudoeste. Os retângulos numerados de 1 a 6 estão associados às feições discutidas na seção 3.1, são elas: 1- Região da Frente Interna da CB no litoral sudeste brasileiro, 2 - Porção sul da FCB, 3 - Região da Confluência Brasil-Malvinas, 4 - Corrente das Malvinas, 5 - Frente Subtropical, 6 - Frentes Subantártica e Polar. 23

3.3 Campo exibindo a magnitude do gradiente horizontal de temperatura em °C/Km derivado dos dados OSTIA para 01AGO2000 37

3.4 Histograma para o gradiente de temperatura na área de estudo em 01AGO2000 apresentado na figura 3.3. Uma distribuição log-normal foi ajustada aos dados.

. 40

3.5 (a) Campo de TSM em uma região com possível presença de uma frente oceânica para uma data específica. (b) Campo de gradiente de temperatura derivado de (a) com a identificação dos pixels frontais com círculos através do algoritmo de Canny e vetores indicando a direção do gradiente. (c) Idem a (b), porém as coordenadas foram rotacionadas em um sistema de eixos que minimiza o coeficiente angular da reta que melhor ajusta os pixels frontais. Os pontos marcados com * foram considerados *outliers* em função da distância. (d) Idem a (c), sendo retirados os pontos marcados com * cuja a direção do gradiente foi detectada como *outliers*. (e) Linha frontal resultante do processo de detecção de frentes ainda em coordenadas rotacionadas sobre campo de TSM original. (f) Idem a (e), porém trazido de volta as coordenadas lat e lon originais. 44

3.6 Fluxograma apresentando esquematicamente as etapas de processamento descritas entre as seções 3.3 e 3.3.1. 48

3.7 Campos exibindo a sobreposição da passagem do QuikSCAT com dados de TSM em uma zona frontal. Os números representam a quantidade de dados em cada segmento de 25 km ao longo da frente e 250 km no sentido transversal. Somente casos com disponibilidade de pelo menos 30 vetores em um segmento foram utilizados. 53

3.8 Exemplo do teste feito com aplicação da metodologia de Cornillon e Park (2001) no o processamento de uma passagem do QuickScat sobre um vórtice desprendido da corrente norte do Brasil. O painel da esquerda mostra os vetores vento e a elipse a área do vórtice. O painel da direita mostra os mesmos vetores subtraídos do vetor vento médio dos pontos internos ao vórtice. O resíduo das medidas de vento tem claro sentido de giro anti-horário, oposto à circulação anticiclônica do vórtice (o vórtice está ao norte do equador). 66

3.9 Projeção azimutal do campo do desvio do vento com relação a média (multiplicado por -1). Os vetores em preto possuem direção oposta à direção esperada para corrente. O resíduo das medidas de vento está associado ao campo de velocidade do vórtice, aumentando sua magnitude do centro para a borda da feição. 67

3.10 Esquema idealizado com um conjunto de n frentes após terem sido rotiacionadas de forma a ter a mesma orientação. Ao longo de cada frente foi medido um escalar Φ definido no ponto médio de cada setor de 25 km computados a partir do ponto médio de cada frente. 69

3.11 As n frentes são organizadas e escalonadas segundo sua dimensão, permitindo que tomemos médias de Φ para cada setor referenciado a partir de sua distância ao ponto médio da frente. 70

3.12 Ilustração conceitual de como os conjuntos frente oceânica/vento são organizados em um *array* de 3 dimensões. A dimensão i corresponde à direção paralela às frentes, a dimensão j corresponde à direção transversal e a dimensão k separa frentes distintas. As médias são tomadas na dimensão k. 71

3.13 Fluxograma apresentando esquematicamente as etapas de processamento descritas entre as seções 3.4 e 3.6. 73

4.1 Campos exibindo a magnitude do gradiente horizontal de temperatura sazonal médio em °C/Km derivado dos dados OSTIA ao longo dos 8 anos de dados OSTIA para cada estação do ano: a) verão, b) outono, na próxima página c) inverno e d) primavera. 76

4.1 Continuação 77

4.2 Campos exibindo a frequência percentual de detecção das frentes oceânicas ao longo dos 8 anos de dados OSTIA utilizando algoritmo de Canny sobre o Atlântico Sudoeste para cada estação do ano: a) verão, b) outono, na próxima página c) inverno e d) primavera. 78

4.2 Continuação 79

4.3 Caso I quente. (a)Composição de campo de TSM ($°C$) e dados de vento sobrepostos em uma região de frente oceânica em que o vento soprava do setor frio para o quente. (b) Perturbação do campo de vento na direção perpendicular à frente e divergente da componente perpendicular (s^{-1}). (c) Os vetores exibem vento irrotacional e o hachurado o divergente do vento total (s^{-1}). Painéis(d) e (e) na próxima página. 94

4.3 Continuação do Caso I quente. (d) Perturbação do campo de vento na direção paralela à frente e rotacional da componente paralela (s^{-1}). (e) Os vetores exibem vento não-divergente e o hachurado o rotacional do vento total (s^{-1}). 95

4.4 Caso II frio. (a) Composição de campo de TSM ($°C$) e dados de vento sobrepostos em uma região de frente oceânica em que o vento soprava do setor quente para o frio. (b) Perturbação do campo de vento na direção perpendicular à frente e divergente da componente perpendicular (s^{-1}). (c) Os vetores exibem vento irrotacional e o hachurado o divergente do vento total (s^{-1}). Painéis (d) e (e) na próxima página. 96

4.4 Continuação Caso II frio. (d) Perturbação do campo de vento na direção paralela à frente e rotacional da componente paralela (s^{-1}). (e) Os vetores exibem vento não-divergente e o hachurado o rotacional do vento total (s^{-1}). 97

4.5 Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições na região da FSA e FP. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Divergência média da componente perpendicular do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. Painéis (c) e (d) exibidos na próxima página. 99

4.5 Continuação. (c) e (d) Desvio padrão da média do divergente (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b). 100

4.6 Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições na região da FSA e FP. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Vorticidade média da componente tangente do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. Os painéis (c) e (d) serão exibidos na próxima página. 110

4.6 Continuação. (c) e (d) Desvio padrão da média do rotacional (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b). 111

4.7 Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para a subárea 5, na região da FST . O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Divergência média da componente perpendicular do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do divergente (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b). 123

4.8 Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para a subarea 5, na região da FST. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Vorticidade média da componente tangente do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do rotacional (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b). 124

4.9 Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para subarea 4, na região da Corrente das Malvinas. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Divergência média da componente perpendicular do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do divergente (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b). 125

4.10 Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para subarea 4, na região da Corrente das Malvinas. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Vorticidade média da componente tangente do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do rotacional (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b). 126

4.11 Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para a subarea 3, na região da CBM. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Divergência média da componente perpendicular do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do divergente (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b). 127

4.12 Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para subarea 3, na região da CBM. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Vorticidade média da componente tangente do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do rotacional (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b). 128

4.13 Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para subarea 2, na região da porção sul da CB. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Divergência média da componente perpendicular do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do divergente (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b). 129

4.14 Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para subarea 2, na região da porção sul da CB. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Vorticidade média da componente tangente do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do rotacional (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b). 130

4.15 Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para a subarea 1, na região da CB ao largo da costa sudeste do Brasil. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Divergência média da componente perpendicular do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do divergente (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b). 131

4.16 Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições a subarea 1, na região da CB ao largo da costa sudeste do Brasil. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Vorticidade média da componente tangente do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do rotacional (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b). 132

Lista de Tabelas

4.1 Distribuição da quantidade de composições formadas pela sobreposição dos dados de vento e frentes oceânicas de acordo com as regiões definidas na figura 3.2. 89

Sumário

1 Introdução **1**

1.1 Revisão Bibliográfica 5

1.1.1 Frentes Oceânicas 5

1.1.2 Interação oceano-atmosfera sobre frentes oceânicas 9

1.2 Hipótese científica 13

2 Objetivos **15**

3 Materiais e métodos **17**

3.1 Área de estudo 17

3.2 Dados 23

3.2.1 Temperatura da Superfície do Mar derivada do conjunto de dados OSTIA 23

3.2.1.1 Limitações do uso de dados do conjunto OSTIA . . . 25

3.2.2 Dados de vento medidos a partir de escaterômetros 30

3.2.3 Dados de vento e pressão ao nível médio do mar extraídos da Reanálise ERA-Interim 33

3.3 Detecção das frentes oceânicas 36

3.3.1 Aplicação de *Splines* com suavização 42

3.4 Identificação das zonas frontais e sua relação com o escoamento atmosférico 49

3.4.1 Sobreposição dos dados de vento e TSM 51

3.4.2 Seleção dos casos 52

3.4.3 Inferência das perturbações induzidas no escoamento atmosférico 58

3.5 Inferência das correntes oceânicas superficiais na interface frontal . . 62

3.6 Escalonamento Multidimensional 66

4 Resultados e discussões **74**

4.1 Gradiente de TSM e a Detecção de Frentes Oceânicas 74

4.1.1 Região 6 - FP e FSA 75

4.1.2 Entre as regiões 5 e 6 - Anticiclone Zapiola 81

4.1.3 Região 5 - FST 82

4.1.4 Região 4 - CM 83

4.1.5 Região 3 - Confluência Brasil-Malvinas 85

4.1.6 Região 2 - Porção Sul da CB 86

4.1.7 Região 1 - Frente interna da CB no litoral do sudeste 87

4.2 Contabilização das frentes oceânicas 88

4.3 Modificações no fluxo atmosférico superficial ao cruzar uma frente oceânica 89

4.4 Campos médios 93

4.4.1 Divergente da componente do vento perpendicular à frente oceânica e a perturbação da componente 93

4.4.1.1 Caso I Quente - Escoamento atmosférico fluindo do setor frio para o setor quente da frente oceânica . . . 101

4.4.1.2 Caso II Frio - Escoamento atmosférico fluindo do setor quente para o setor frio da frente oceânica . . . 104

4.4.1.3 A resposta da camada limite marinha atmosférica à presença do gradiente de TSM nas frentes oceânicas . 105

4.4.2 Rotacional da componente do vento paralela à frente oceânica e a perturbação da componente 108

4.4.2.1 Caso I Quente - Escoamento atmosférico fluindo do setor frio para o setor quente da frente oceânica . . . 109

4.4.2.2 Caso II Frio- Escoamento atmosférico fluindo do setor quente para o setor frio da frente oceânica 112

4.4.2.3 A geração de vorticidade 113

4.4.3 Campos médios para as regiões de 1 a 5 120

5 Conclusões **133**

Referências Bibliográficas **138**

1. Introdução

A interação entre o oceano e atmosfera é um campo de pesquisa que tem recebido bastante atenção da comunidade científica nas últimas três décadas. O avanço no conhecimento dos processos ar-mar foram alcançados por duas frentes: (1) a observacional, especialmente por causa dos avanços na tecnologia de sensores orbitais (radiômetro, altímetro, escaterômetro), e (2) teórica muito em função do aperfeiçoamento dos modelos numéricos e aumento do poder de processamento dos computadores que os suporta. Esses avanços repercutem na sociedade como uma melhora na previsão do tempo e do clima, bem como uma visão mais clara e abrangente do processo de aquecimento global. Do ponto de vista da pesquisa acadêmica, a literatura recente é rica de exemplos de interação oceano atmosfera em várias ecalas, inclusive fora do âmbito da oceanografia física.

Scales *et al.* (2014) conseguiram correlacionar a posição das frentes de mesoescala sazonalmente persistentes com a região de atuação de aves predadoras marinhas. A mistura de dois corpos de água com diferentes propriedades oceanográficas pode aumentar a produção primária e secundária (FRANKS, 1992). O entendimento dos processos nos quais as frentes oceânicas estão envolvidas, além do propósito científico, tem claro interesse comercial em função de sua aplicação na pesca (Klemas (2013), (PRANTS *et al.*, 2014)). Ademais, tendo as regiões de frentes oceânicas natural vocação pesqueira, a compreensão do acoplamento entre essas feições e o campo de vento atmosférico pode permitir previsões mais acuradas dessa variável

meteorológica, propiciando mais segurança para a navegação comercial em tais regiões.

Em larga escala, vários são os exemplos de como a atmosfera força uma resposta do oceano. O mais famoso deles, possivelmente, é a gênese do El Niño, quando o enfraquecimento dos ventos alísios no Pacífico Equatorial Oeste e Central dá origem a uma região de águas anomalamente mais quentes a leste da linha internacional da data desencadeando o início do evento climático global (MCPHADEN, 1999). Nos afastando da região tropical, Trenberth e Hurrell (1994) encontraram um padrão decadal de mudanças nos padrões de circulação atmosférica no Pacífico Norte que resultaram no aquecimento das águas costeiras no oeste da América do Norte e resfriamento do Pacífico Oeste, a Oscilação decadal do Pacífico (ODP).

Esses processos podem, de forma simplista, ser atribuídos à mudança do stress exercido pelo vento. Mais especificamente, se devem à variação do transporte de Sverdrup que é o mecanismo através do qual o vento dirige as correntes oceânicas nessa escala espaço-temporal (MARSHALL; PLUMB, 1965). Nessa escala de giro oceânico a geostrofia pedromina. Na presença do rotacional da tensão do vento, a dinâmica de Ekman provê uma fonte de vorticidade que deve ser equilibrada pela vorticidade planetária via transporte meridional (βV).

Ainda com a atmosfera forçando o oceano, mas numa escala menor (meso/larga escala oceânica, $\sim$ 100 a 1000 km, $\sim$ 100 a 1000 dias) o vento rotacional (ou paralelo à costa) induz velocidades verticais via bombeamento de Ekman (ressurgência costeira) e provoca o deslocamento vertical da picnoclina. Nessas escalas de tempo, o processo de ajuste à forçante eólica se dá por balanço de vorticidade e gera ondas de Rossby. Numa escala ainda menor ($\sim$ 10-1000 km, $\sim$ 1 a 10 dias) o vento pro-

move transferência turbulenta de calor e momentum, atuando no resfriamento da camada superficial do oceano através da evaporação, e fazendo a mistura vertical dos primeiros metros da coluna d'água.

Doutro modo, em mesoescala oceânica muitos estudos apontam ser o oceano o motor térmico a dirigir a circulação atmosférica. Liu *et al.* (2000) observaram manifestações atmosféricas das ondas de instabilidade tropical ao norte da língua fria no Pacífico Equatorial. Nesse artigo fica demonstrado que um fenômeno que ocorre no guia de ondas equatorial e tem características ditadas pela dinâmica do oceano causa alterações estatisticamente significativas em vários parâmetros atmosféricos nessas mesmas escalas, guardando determinada relação de fase. Chelton *et al.* (2001) investigaram o acoplamento entre essas mesmas ondas e o vento, mostrando que o rotacional e o divergente do stress do vento estavam relacionados ao gradiente da temperatura da superfície do mar (TSM).

Na atmosfera, muitos são os exemplos de movimentos termicamente forçados a partir de gradientes de temperaturas entre superfícies adjacentes. Certamente o mais clássico de todos, e por isso mais estudado tanto teoricamente quanto observacionalmente, é a circulação de brisa marítima e terrestre (SR, 2013). Pode-se citar ainda os ventos catabáticos e anabáticos das circulações de vale e montanha (MANINS; SAWFORD, 1979), as brisas lacustres (BIGGS; GRAVES, 1962), circulações urbanas (BACH, 1970) e brisas de neve e vegetação (Pielke (2001), Cotton e Sr (2007)). Todas essas circulações são desenvolvidas a partir do aquecimento/resfriamento diferenciado da atmosfera sobre superfícies de temperaturas contrastantes.

A magnitude da influência de um gradiente horizontal de temperatura na circulação atmosférica pode ser estimado a partir de estudos numéricos e observacionais

(e.g., Hanna e Swisher (1971), Hanna e Gifford (1975)). Esses e outros trabalhos mostraram que nos trópicos e em latitudes médias, quando um gradiente horizontal de temperatura é responsável por uma variação no fluxo vertical de calor menor que 10 W m^{-2}/30 km se observa pequena influência no padrão local de ventos. Outrossim, com uma variação horizontal de 100 W m^{-2}/30 km efeitos significativos podem ser discernidos no padrão de circulação de vento, e com fluxos variando 1000 W m^{-2}/30 km os efeitos sobre o padrão de vento tornam-se muito pronunciados.

As regiões de frentes oceânicas, em geral, apresentam gradientes de temperatura que promovem variações horizontais no fluxo vertical de calor mais modestos que os valores supracitados. Entretanto, em meio ao oceano o arrasto oferecido pela rugosidade da superfície é menor do que sobre o continente. Portanto, sobre os oceanos variações menores de fluxo podem produzir efeitos apreciáveis no escoamento atmosférico. Dessa forma, alguns estudos buscaram observar a forma como essas feições oceânicas em mesoescala conduziam circulações atmosféricas. Song *et al.* (2006) utilizaram dados de modelagem e dados de vento medido por escaterômetro para observar as circulações atmosféricas sobre regiões de intenso gradiente de temperatura na corrente do Golfo. Eles verificarm que essas diferenças horizontais na TSM introduziram perturbações no gradiente de pressão na camada limite marinha da atmosfera imprimindo mudanças no vento. Small *et al.* (2008) encontraram uma correlação positiva entre a TSM, o vento e fluxo de calor emergente do oceano sobre frentes e vórtices de mesoescala. Esse resultado foi tomado como um indicativo de que o oceano estava a forçar o movimento atmosférico. Eles discutiram os mecanismos de retroalimentação entre o oceano e as circulações induzidas na atmosfera em diferentes regiões como a frente equatorial e frentes oceânicas de latitude média,

como nas correntes do Golfo e de retorno das Agulhas. Esse mecanismo se daria através da indução de convergência/divergência do vento que causa movimento vertical que, em escalas de tempo sub-inerciais, induz rotação. Um campo de vento com rotacional, por sua vez, atuaria sob o oceano via bombeamento de Ekman.

No presente estudo examinaremos o efeito das frente térmicas no oceano no campo de ventos sobre elas. Assim, se faz oportuno revisitar os trabalhos que abordaram o tema em lide.

1.1 Revisão Bibliográfica

1.1.1 Frentes Oceânicas

Por muito tempo a imagem que se tinha do campo de TSM dos oceanos eram suaves linhas quase que zonalmente distribuídas, obtidas através da interpolação de dados convencionais coletados por cruzeiros oceanográficos. Contudo, ainda antes do advento do pleno uso de informações de sensoriamento remoto em oceanografia, as primeiras imagens de *scanners* infravermelhos ou fotografias do oceano tomadas a partir de veículos espaciais tripulados mostravam padrões de variabilidade do oceano em mesoescala, como meandros e vórtices. Essas imagens da década de 60 confirmaram que as flutuações aleatórias na TSM medida em algumas seções transversais por navios eram parte de um fenômeno real com estrutura espacial coerente (ROBINSON, 2010). A partir da difusão das informações de sensoriamento remoto a observação de fenômenos de mesoescala no oceano tornou-se frequente, e entre eles, as frentes oceânicas.

Cromwell e Reid (1956) definiram frentes oceânicas como uma estreita faixa no oceano, através da qual a densidade do fluido muda abruptamente. Essas nítidas fronteiras horizontais entre corpos de água com densidades diferentes se formam porque há convergência em torno delas. Os gradientes horizontais de densidade causam gradientes horizontais de pressão que, nessa escala espaço-temporal, são balanceados pela força de Coriolis. Isso resulta em movimento paralelo à frente, que portanto não implica na dispersão da mesma. Em um dos trabalhos pioneiros nessa área, Knauss (1957) fez a observação de uma frente oceânica no Pacífico Equatorial Leste, na qual pode verificar o movimento das águas frias em direção às quentes com velocidade de 0.5 m/s, numa região com diferença de temperatura de 3°C, e apresentando revolvimento entre águas quentes e frias em uma faixa com aproximadamente 100 metros de largura.

As frentes oceânicas equatoriais, tal qual observada nesse primeiro estudo, e as frentes oceânicas permanentes ou sazonais associadas às correntes de borda oeste, como as do Golfo, Kuroshio, e à CCA, frequentemente tem extensões horizontais de centenas a milhares de quilômetros. Dadas essas escalas, essas frentes estarão em equilíbrio geostrófico. As frentes oceânicas em larga escala foram estudadas em trabalhos como o de Wooster (1969) e Katz (1969). Não coincidentemente esses trabalhos datam do final da década de 60, provavelmente já sinalizavam o vindouro aumento no interesse pelo assunto denotado pela publicação de mais de 500 trabalhos e a realização de três discussões internacionais sobre o tema na década seguinte (FEDOROV, 1986).

O presente trabalho é focado nas frentes que podem induzir circulação atmosférica e, por conseguinte, nos ateremos a revisitar trabalhos concernentes a frentes

originadas por contraste térmico. Imposta esta restrição, podemos citar alguns trabalhos seminais sobre frentes oceânicas no hemisfério sul. Lutjeharms e Valentine (1984), Lutjeharms (1985), Park *et al.* (1991) e Sparrow *et al.* (1996) estudaram as frentes oceânicas polares e subpolares antárticas ao sul do Continente Africano e Oceano Índico, demonstrando a prevalência da natureza térmica dessas frentes. O mecanismo de ressurgência para formação de frentes oceânicas a partir de gradientes térmicos mostra-se particularmente importante na região da costa sudoeste africana através de sua interação com a corrente quente das Agulhas (LUTJEHARMS; STOCKTON, 1987).

Já na porção do Atlântico que banha a costa leste sul-americana, a primeira frente oceânica foi observada por Krummel (1882) apud Peterson e Stramma (1991). Tratava-se da frente subtropical, identificada como uma linha de descontinuidade bem definida na TSM estendendo-se desde sua origem na confluência Brasil-Malvinas por quase todo Atlântico Sul. Deacon (1933) posteriormente estudou essa descontinuidade detalhadamente observando mudanças na temperatura de até 4°C através da frente. Em estudos mais recentes, observou-se que a referida área de início da frente subtropical é marcada pela convergência das correntes do Brasil e das Malvinas, chamada de Confluência Brasil-Malvinas (GORDON; GREENGROVE, 1986). Ela exibe movimentos frontais complexos e padrões com a presença simultânea de vórtices quentes e frios. Saraceno *et al.* (2004) realizou um estudo dessa região frontal usando dados de TSM com alta resolução ao longo de 9 anos e encontrou gradientes de temperatura médios de $0,3$°C/km, e a existência de vários tipos de frentes determinados por sua estrutura térmica e/ou dinâmica e profundidade. Do fim da década de 80 em diante alguns estudos passaram a se referir à região como

frente da corrente do Brasil (e.g.: Ikeda *et al.* (1989), Schmid *et al.* (1995) e Goni *et al.* (2011)).

Apesar dos trabalhos iniciais aqui citados se concentrarem na descrição das frentes oceânicas em larga escala, o seu conceito evoluiu para uma aceitação da natureza multi-escala desse fenômeno. As frentes no oceano são encontradas ao longo de um espectro de escalas espaciais que variam de alguns metros até a própria dimensão oceânica (BOWMAN; ESAIAS, 2012). Frentes oceânicas menores têm sido encontradas em regiões de ressurgência costeira como consequência da elevação da picnoclina (Collins *et al.* (1968) e Bang (1973)). Ainda mais diminutas do que estas, também foram observadas frentes oceânicas associadas à descarga da pluma de rios em águas salgadas costeiras (WRIGHT; COLEMAN, 1971). Um outro tipo de frente é originado pela mistura turbulenta promovida por correntes de marés em regiões de pouca profundidade que venha a formar gradientes horizontais de temperatura bem definidos. As chamadas frentes de maré foram observadas em certas regiões nas plataformas continentais da Grã-Bretanha (PINGREE; GRIFFITHS, 1978) e Estados Unidos (LODER; GREENBERG, 1986).

Algumas diferenças e semelhanças emergem da comparação entre sistemas frontais de diferentes escalas. Enquanto nas frentes oceânicas de larga escala as correntes apresentam uma componente paralela à frente que tem um grande cisalhamento horizontal na direção normal ao sistema, o mesmo é minimamente observado em frentes de pequena escala (GARVINE, 1974b). Por outro lado, independentemente da escala da frente, a mistura turbulenta das diferentes massas de água que a compõe mantem-se consideravelmente confinada, de forma que descontinuidade pode ser

preservada até por alguns meses (VOORHIS, 1969). Portanto nos dois casos, frentes grandes e pequenas, há um fluxo que repõe continuamente a água superficial.

Nas frentes oceânicas de menor escala não é observado o equilíbrio geostrófico, de forma que alguns estudos se dedicaram a entender o mecanismo de manutenção desses sistemas. Garvine (1974a) formulou um modelo dinâmico para esses pequenos sistemas no qual a fricção na interface da frente e/ou um entranhamento vertical ascendente de massa era necessário para balancear o gradiente de pressão originado da inclinação da superfície do mar ao longo da frente. Kao *et al.* (1977), por sua vez, inseriu efeitos turbulentos em uma simulação numérica em que conseguiu reproduzir a convergência e afundamento de massa numa frente de pequena escala. Isso é importante para a modificação do campo de vento à medida que as águas que já trocaram calor com a atmosfera são substituídas, dando continuidade ao processo e mantendo o gradiente térmico por um temo longo, se comparado ao caso estático.

Independentemente do tamanho das frentes oceânicas, espera-se que as perturbações introduzidas no gradiente de pressão dentro da camada limite atmosférica marinha pelo contraste de TSM induzam circulações no campo de vento. A próxima seção apresentará uma revisão de alguns trabalhos anteriores que abordaram esse problema.

1.1.2 Interação oceano-atmosfera sobre frentes oceânicas

Didaticamente, pode até ser interessante a separação dos processos que ocorrem no oceano e na atmosfera, desprezando os efeitos das frentes oceânicas sobre o escoamento atmosférico e a retroalimentação para o oceano. Entretanto, modelos mais

complexos precisam lidar com esses efeitos a fim de uma explicação mais realística do que ocorre com o escoamento atmosférico e correntes nas regiões frontais oceânicas. Nessa seção são listados alguns trabalhos que transitaram nessa via de dois sentidos.

Ao longo das diferentes regiões frontais oceânicas têm sido observadas correlações positivas entre as anomalias de TSM e do stress do vento em superfície, ambos filtrados em alta-frequência. Após aplicação do filtro, alguns trabalhos concluíram que as anomalias de TSM associadas a frentes e vórtices de mesoescala na corrente de Kuroshio e sua extensão (NONAKA; XIE, 2003), na corrente do Golfo e sua extensão, na corrente do Atlântico Norte e sua extensão (CHELTON *et al.*, 2004), na confluência Brasil-Malvinas (TOKINAGA *et al.*, 2005) e na corrente de retorno das Agulhas (O'NEILL *et al.*, 2005) dirigem movimentos atmosféricos.

Small *et al.* (2008) elencam 4 motivos através dos quais pode-se explicar como as frentes oceânicas interferem no escoamento atmosférico. Primeiro, à medida que o ar escoa através de uma frente oceânica, uma diferença de temperatura e umidade é gerada. Isso conduz mudanças na estabilidade próxima à superfície e nos fluxos de calor latente e sensível. As mudanças na estabilidade, por sua vez, vão gerar mudanças no perfil vertical logarítmico do vento. Como segundo motivo, tal trabalho propõe que as flutuações turbulentas de calor e momento podem ser levadas para níveis mais altos da camada limite atmosférica. Desta forma, há a possibilidade de transferência de momento da atmosfera livre para a camada limite. A penúltima razão listada é a mudança nos gradientes de pressão e consequente desenvolvimento de circulações secundárias na atmosfera. Por último, as correntes associadas às frentes impactam no movimento relativo entre o oceano e atmosfera

propiciando mudanças no stress do vento num processo de retroalimentação para o oceano.

Embora detalhados separadamente, os 4 processos elencados no trabalho de revisão de Small *et al.* (2008) podem ser entendidos dentro de 2 mecanismos de modificação da estabilidade atmosférica: estática (WALLACE *et al.*, 1989; HAYES *et al.*, 1989) e hidrostática (LINDZEN; NIGAM, 1987).

Alguns desses mecanismos foram observados em trabalhos anteriores observacionais e/ou de modelagem. Lindzen e Nigam (1987) usaram um modelo unidimensional da camada limite planetária para estudar a resposta do vento em superfície às ondas de instabilidade tropical no Pacífico Equatorial Leste. Eles concluíram que grande parte da estrutura horizontal no campo de vento na camada limite marinha era controlada pelos gradientes horizontais de pressão que se desenvolviam em resposta à baroclinicidade da camada limite induzida pelos gradientes de TSM subjacentes. Eles demonstraram via modelagem que próximo ao Equador, o vento deveria ser particularmente forte ao fluir diretamente sobre grandes gradientes de TSM.

Wallace *et al.* (1989) e Hayes *et al.* (1989) também investigaram os efeitos dos gradientes de TSM nos ventos em superfície no Pacífico Leste Equatorial. Eles verificaram que em escalas sazonais e interanuais os ventos alísios de sudeste eram acelerados sobre anomalias positivas de TSM e freados sobre as anomalias frias, e eram mais intensos sobre as águas quentes ao norte da zona de máximo frontal no oceano. Eles consideraram que se as mudanças no gradiente de pressão atmosférico fossem o principal mecanismo forçante para as alterações no campo de vento, o máximo teria se dado sobre a frente oceânica invés de ao norte dela. Os autores

apoiaram a ideia que o mecanismo principal era modificação do cisalhamento vertical dentro da camada limite atmosférica. Segundo eles, a convecção turbulenta sobre as águas quentes era um mecanismo mais eficiente ao importar momento da atmosfera livre para camada limite.

O trabalho de Polito *et al.* (2001) é um exemplo do último mecanismo, em que correntes modificam o stress do vento. No trabalho em questão, ficaram evidentes as alterações no campo de vento através da modificação de seu stress superficial pelo movimento relativo às correntes induzidas pela passagem de uma onda de instabilidade tropical, e a consequente alteração no bombeamento de Ekman no oceano. Podemos extrapolar o entendimento desses estudos em ondas de instabilidade tropical para a compreensão de como as frentes oceânicas devem alterar a circulação atmosférica, uma vez que ambos fenômenos apresentam gradientes horizontais de TSM. Entretanto, é esperado que longe da região equatorial o termo de Coriolis tenha um papel relativamente maior na determinação dos movimentos.

Especificamente tratando da resposta do vento às frentes oceânicas, Song *et al.* (2006) realizou simulações numéricas para o escoamento atmosférico em ocasiões que foi observada uma frente oceânica na corrente do Golfo. Nesse estudo, as mudanças do vento sobre a frente verificadas nas simulações concordaram com as observações feitas por escaterômetro. Segundo os autores, as perturbações no gradiente de pressão na camada limite marinha derivadas da frente oceânica explicavam porque o vento acelerava quando se movia da região fria para área quente da frente e era freado no sentido inverso. Nessas situações, a influência da frente oceânica sobre o vento superficial foi observado através do movimento vertical induzido pela convergência/divergência na camada limite atmosférica marinha.

Ainda que breve em relação ao total de artigos publicados sobre o assunto, a revisão da literatura apresentada mostra que os processos de interação entre o oceano e a atmosfera sobre frentes oceânicas é um tema que de tempos em tempos tem despertado o interesse de importantes grupos de pesquisadores dentro da comunidade científica. Hoje, há um renovado interesse no assunto, motivado em parte pela perspectiva do lançamento do altímetro de varredura SWOT (*Surface Water and Ocean Topography Mission*, (JPL) (2009)). Esse interesse se deve ao fato que o SWOT nos permitirá que a resolução espacial dos altímetros seja similar à dos radiômetros de infravermelho ($1km$), permitindo uma melhor avaliação dos gradientes de alura e portanto das velocidades geostróficas ao longo das frentes.

1.2 Hipótese científica

Assim como observado por outros trabalhos (MASUNAGA *et al.*, 2015; KILPATRICK *et al.*, 2016; PEZZI *et al.*, 2016) em frentes oceânicas individuais, o conjunto das frentes oceânicas de diferentes escalas no sudoeste do Atlântico induzem alterações estatisticamente significativas no escoamento atmosférico dentro da camada limite marinha sobrejacente. Mais especificamente, a presença de frentes oceânicas induz:

1. uma aceleração dos ventos com divergência ao longo da zona frontal, quando estes sopram em direção às águas mais quentes

2. uma frenagem dos ventos com convergência ao longo da zona frontal, quando estes sopram em direção às águas mais frias

3. alterações, a saber, no rotacional do vento

2. Objetivos

O objetivo principal desse trabalho é descrever e quantificar o sentido e magnitude das perturbações introduzidas no escoamento atmosférico sobre gradientes de temperatura providos por frentes oceânicas. Adicionalmente, deseja-se inferir o campo de velocidade superficial ao longo das frentes oceânicas utilizando o resíduo das medidas do escaterômetro sobre essas feições em situações muito particulares.

A fim de cumprir esses objetivos as seguintes etapas foram cumpridas:

1. Implementamos o algoritmo de Canny (CANNY, 1986), para detecção de frentes oceânicas utilizando dados de TSM medidos por satélite em nível 4 e introduzimos um aperfeiçoamento na técnica empregada.

2. Avaliamos a distribuição sazonal e espacial do gradiente de TSM derivados dos dados de nível 4 e sua relação com a frequência das frentes oceânicas detectadas.

3. Selecionamos dados de vento medidos por escaterômetro sobre as zonas frontais nos períodos em que foram observadas frentes oceânicas, limitando-nos aos casos de forçante meteorológica homogênea, isto é, longe de frentes atmosféricas, ciclones ou escoamentos com curvatura excessiva.

4. Agrupamos os arranjos formados por cada frente oceânica e os dados de vento coincidentes com a região frontal de acordo com a área geográfica e sentido relativo do escoamento atmosférico com respeito à frente.

5. Decompusemos os vetores vento em componentes paralelas e perpendiculares à frente, calculamos o divergente e rotacional dessas componentes, relacionando as perturbações no campo de vento com o gradiente de temperatura apresentado em cada caso.

6. Inferimos as velocidades superficiais oceânicas ao longo das frentes a partir dos dados do escaterômetro.

7. Geramos um esquema médio de alteração do campo de vento através do escalonamento das frentes oceânicas rotacionadas para um sistema de coordenadas naturais dado pela orientação desses sistemas oceânicos.

3. Materiais e métodos

3.1 Área de estudo

Nesse trabalho, realizou-se um recorte do Atlântico que é compreendido entre os paralelos de 15°S e 50°S, ao oeste do meridiano de 20°W até a costa sul-americana. Esse recorte é destacado pela caixa vermelha na figura 3.1 adaptada de Peterson e Stramma (1991). Nessa figura, verifica-se a presença do giro subtropical na parte central da área de estudo com destaque para a frente subtropical (FST) no limite sul do giro. Na parte mais setentrional do domínio, é observada a Frente Subantártica (FSA) em quase sobreposição à Frente Polar (FP) onde esta atinge climatologicamente sua latitude mais ao norte. Dessa maneira, o limite sul da área de estudo apresenta claramente ao menos duas sub-regiões que contam com frentes oceânicas de larga escala.

Ao longo da costa brasileira é observada a Corrente do Brasil (CB) fluindo para sul, ela é a corrente de borda oeste associada ao giro subtropical do Atlântico Sul. A CB segue pela borda atlântica do continente sul-americano desde 9°S até o limite oeste da região da convergência subtropical. Lá, a CB se encontra com a Corrente das Malvinas que flui de sul para norte ao longo da plataforma continental na costa argentina. Esse encontro ocorre em torno de 38°S $\pm$ 2° configurando a confluência Brasil-Malvinas (OLSON *et al.*, 1988).

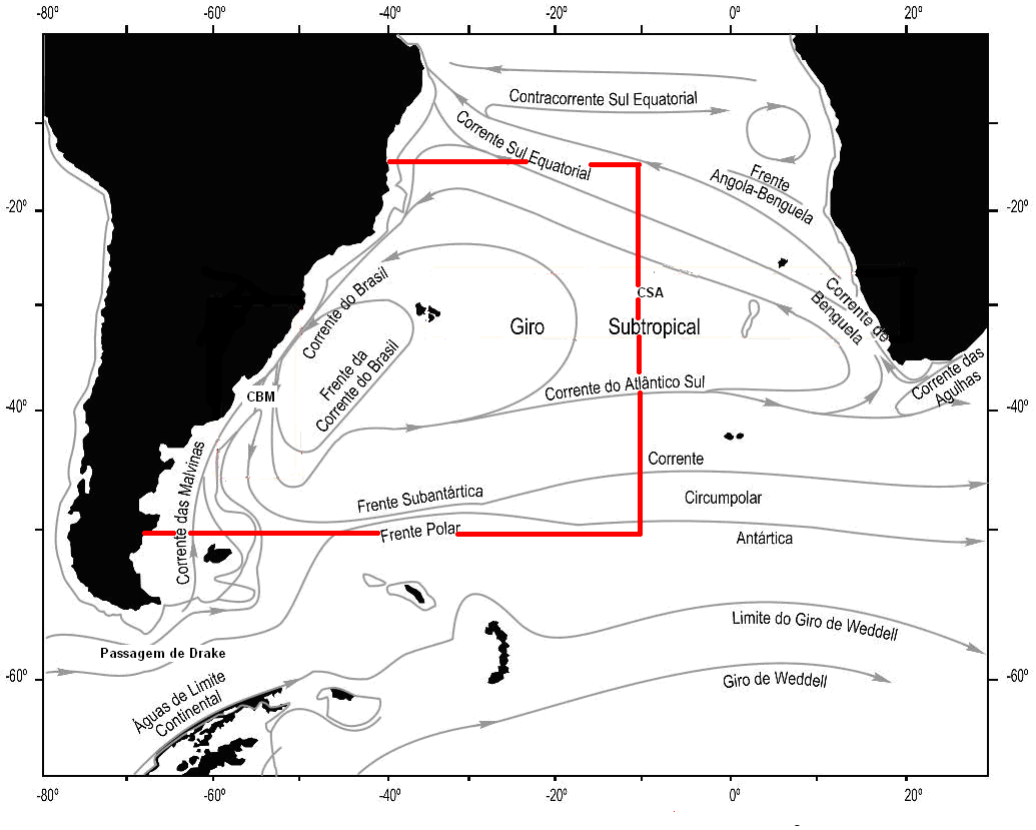


Figura 3.1: Representação das correntes oceânicas geostróficas e frentes nas camadas superiores no Atlântico Sul. Destaca-se a presença do giro subtropical e polar. A figura foi adaptada de Peterson e Stramma (1991). A caixa vermelha delimita a área de estudo do presente trabalho.

A partir da região de confluência, a CB curva-se pra leste. Parte do fluxo da CB segue para norte realimentando a própria corrente; esse fluxo é conhecido por recirculação. É observada uma intensificação da CB em cerca de 10 Sv nos seus últimos 1500 km, o que representa uma taxa de aumento de 5% a cada 100 km ao sul de 24°S (GORDON; GREENGROVE, 1986). Mais especificamente, ao sul da elevação de Rio Grande, o regime de recirculação conduz o aumento do transporte da CB até 22 Sv próximo de 38°S (TOMCZAK; GODFREY, 2013). Essa é a mesma latitude média da confluência das duas correntes citadas. Consequentemente, forma-se uma intensa frente oceânica no encontro das águas quentes da CB e as águas frias da corrente das Malvinas.

Saraceno *et al.* (2004) realizou um estudo dessa região frontal usando dados de TSM com alta resolução ao longo de 9 anos e encontrou gradientes de temperatura médios de 0.3°C/km, e a existência de vários tipos de frentes determinados por sua estrutura térmica e/ou dinâmica e profundidade.

Do fim da década de 80 em diante alguns estudos passaram a se referir a assinatura do gradiente térmico da CB e sua célula de recirculação como frente da corrente do Brasil (FCB) (e.g.: Ikeda *et al.* (1989), Schmid *et al.* (1995) e Goni *et al.* (2011)). Roden (1986) caracterizou a FCB como uma região de intenso gradiente termohalino nos 500 metros superiores do oceano e grande cisalhamento vertical da velocidade horizontal.

Saraceno *et al.* (2005) identificaram que a atividade de mesoescala da FCB é responsável pela incursão para sul de altos valores de clorofila na região de transpassagem da corrente (*Current Overshooting*). Esta é uma constatação interessante. A CB é considerada pobre em clorofila, portanto a advecção não poderia ser responsável pela clorofila adicional na região de transpassagem. São as velocidades verticais induzidas pela atividade de mesoescala que eleva a concentração de clorofila.

A parte do fluxo da CB que não segue a recirculação vai alimentar a corrente do Atlântico Sul. Sobre esta corrente se encontra a frente subtropical (FST). A FST é identificada como uma linha de descontinuidade bem definida na TSM estendendo-se zonalmente desde sua origem na confluência Brasil-Malvinas por quase todo Atlântico Sul. Ela foi primeiro observada por Krummel (1882) apud Peterson e Stramma (1991). Deacon (1933) posteriormente estudou essa descontinuidade detalhadamente observando mudanças na temperatura de até 4°C através da frente. Entretanto, diferentemente da FCB, na FST são observados fracos cisalhamentos baroclínicos de

velocidade horizontal. Isso é o resultado das trocas de temperatura e salinidade através da frente que acabam por compensar uma a outra no campo de densidade (WHITWORTH; NOWLIN, 1987).

A área de início da FST é, portanto, marcada pela convergência das correntes do Brasil e das Malvinas, a supracitada Confluência Brasil-Malvinas. Nessa região ocorre uma quase coincidência entre a FST e a FCB, que divergem ao se afastarem da borda oeste. Em tal fronteira, a FST estende-se para sul atingindo 46°S e a FCB permanece mais ao norte em até 42°S. Seguindo para leste são observadas algumas regiões de meandramento em que as frentes voltam a se aproximar, até se distanciarem em definitivo próximo de 42°W.

A FST foi muito frequentemente definida como o limite polar do giro subtropical que é demarcado pela linha de rotacional zero do vento. Entretanto, a FST é melhor localizada na região de máxima convergência de Ekman dirigida pelo rotacional positivo do vento (BURLS; REASON, 2006) e (BARD; RICKABY, 2009), de onde vem o termo convergência subtropical.

Assumindo o risco imposto por qualquer simplismo, pode-se dizer que a FST está para a CB como a Frente Subantártica (FSA) está para a corrente das Malvinas. A corrente das Malvinas é uma incursão em latitudes mais baixas da Corrente Circumpolar Antártica (CCA). Após a passagem do Drake, a CCA curva-se bruscamente para norte seguindo a plataforma patagônica, formando a corrente das Malvinas. Ao atingir a região da confluência, a corrente das Malvinas retroflete para sul antes de curvar-se para leste no sudeste da bacia argentina, de onde então passa-se a observar a FSA. A FSA é menos evidente no campo de temperatura do que no de salinidade,

embora seja mais detectável no gradiente de temperatura sub-superficial realçado entre as isotermas de 3°C e 5°C.

Peterson e Whitworth (1989) encontraram a FSA ao longo da face norte do platô das Malvinas e na região do Banco de Maurice Ewing (elevado batimétrico a nordeste das ilhas Malvinas), onde a FSA muitas vezes se funde à FP. A combinação dessas duas frentes forma um intenso jato para leste com velocidades de mais de 80 $cm \cdot s^{-1}$, duas vezes mais que as velocidades individuais dessas frentes quando observadas na passagem do Drake. Podemos observar essa característica no extremo sudeste da área de estudo destacada pela caixa vermelha na figura 3.1.

As frentes oceânicas de larga escala aqui citadas tem seus processos de formação diretamente relacionados à própria circulação geral dos oceanos. Todavia, a área de estudo apresenta regiões frontais associadas a outros processos de formação, tais como as frentes oceânicas observadas nas vizinhanças de Cabo Frio. Garfield (1988) observou um meandro semipermanente da CB ao largo da costa entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio ligados à ressurgência costeira. Castro e Miranda (1998) observaram que essas vizinhanças são caracterizadas por um intenso gradiente de temperatura transversal a plataforma, como reflexo da persistência da ressurgência de águas relativamente mais frias.

De forma mais abrangente, o litoral do sudeste do Brasil (entre Cabo Frio e Cabo de Santa Marta) é uma possível área de ação de ressurgência em função do bombeamento positivo promovido por vórtices ciclônicos formados na quebra da plataforma continental. A mudança na orientação da costa após Cabo Frio induz a formação de meandros instáveis caracterizados por frentes térmicas (CAMPOS *et al.*, 2000).

A presença de águas mais frias junto à costa e seu contraste com a CB que flui ao longo da quebra da plataforma da origem a frente interna da Corrente do Brasil na costa sudeste do Brasil com gradientes de tempertaura que chegam a $0.3°/km$ (**??**), que é uma das subdiviões da área de estudo desse trabalho.

A região sudoeste do Atlântico, na qual encontra-se boa parte do nosso litoral, apresenta multiplicidade de escalas em seus fenômenos e conta com a presença de padrões de turbulência de mesoescala extremamente energéticos. Isto faz dela uma região complexa, não apenas dinamicamente como também em sua capacidade de geração de nutrientes, temperatura e propriedades óticas da água (ROBINSON, 2010). Ao investigar a interação entre as frentes oceânicas e o escoamento atmosférico sobrejacente deve-se levar em conta a multiplicidade das frentes oceânicas observadas nessa região. É desejável agrupar as frentes que guardem semelhanças termodinâmicas entre si, por exemplo, gradientes de temperatura comparáveis. Espera-se que os efeitos de uma intensa frente de ressurgência sobre o escoamento atmosférico, ou uma frente na região da confluência, sejam diferentes dos observados na FSA, onde são encontradas águas mais frias.

Tomando em consideração o exposto acima, nós nos baseamos no padrão de circulação geral do oceano no Atlântico Sudoeste aqui descrito para subdividir a área de estudo. A figura 3.2 exibe os 6 subdomínios nos quais nossa área de estudo foi repartida. Numerados de 1 a 6 eles estão associados à região da frente interna da CB na costa sudeste brasileira, à porção sul da FCB, à região da confluência Brasil-Malvinas, à corrente das Malvinas, à FST e às FSA e FP, nessa ordem. Dessa forma, as frentes oceânicas detectadas serão agrupadas de acordo com a seção geográfica em que forem localizadas.

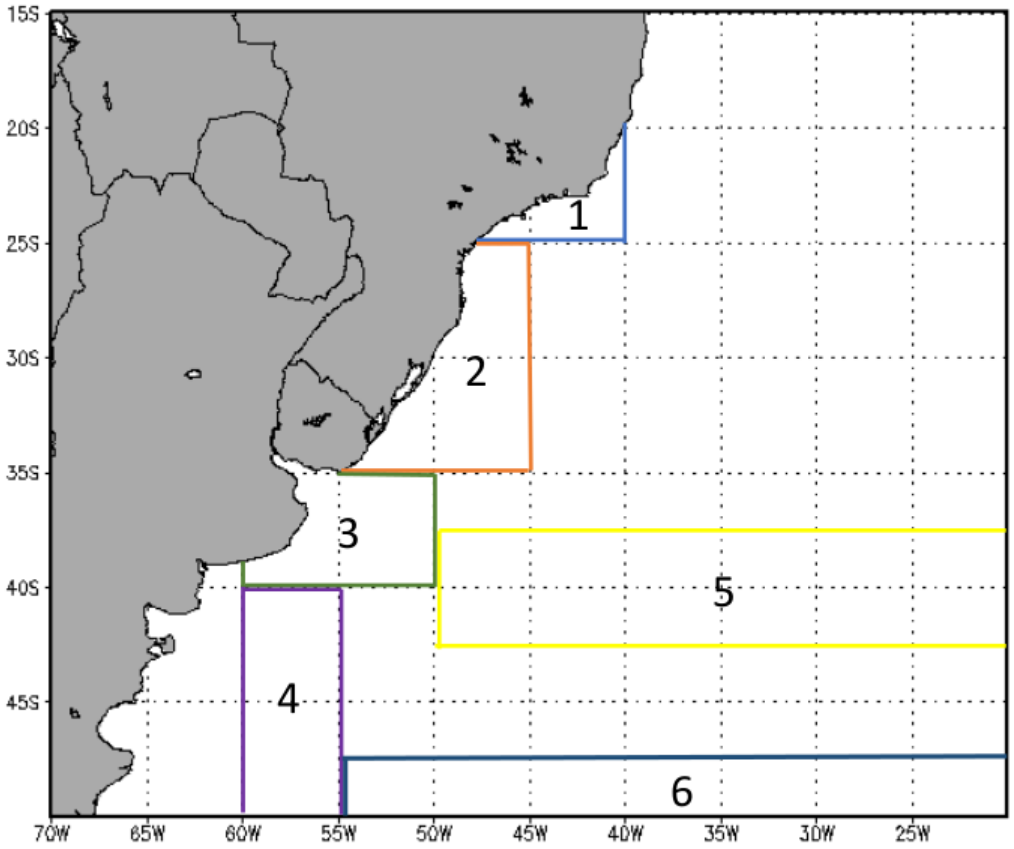


Figura 3.2: Subdivisão da área de estudo em subdomínios associados às principais frentes oceânicas de larga-escala encontradas no Atlântico Sudoeste. Os retângulos numerados de 1 a 6 estão associados às feições discutidas na seção 3.1, são elas: 1- Região da Frente Interna da CB no litoral sudeste brasileiro, 2 - Porção sul da FCB, 3 - Região da Confluência Brasil-Malvinas, 4 - Corrente das Malvinas, 5 - Frente Subtropical, 6 - Frentes Subantártica e Polar.

3.2 Dados

3.2.1 Temperatura da Superfície do Mar derivada do conjunto de dados OSTIA

Esse trabalho utilizou os dados de TSM derivados do conjunto OSTIA (*Operational SST and Sea Ice Analysis*, Donlon *et al.* (2012)). O conjunto OSTIA é produzido pelo serviço meteorológico inglês *Met Office* através de uma análise diária e global.

Para essa análise são usados dados de TSM oriundos de diversas agências internacionais através do GHRSST (*Group for High Resolution SST*), do qual o pessoal que produz o OSTIA toma parte. Os produtos do GHRSST incluem dados de sensores de micro-ondas e de infravermelho de satélites e suas incertezas. O sistema também usa dados in situ de TSM disponíveis através do GTS (*Global Telecommunications System*) e um produto de concentração de gelo marinho fornecido pelo EUMETSAT (Europäische Organisation für meteorologische Satelliten).

Nesse sistema, a análise da TSM é feita através de uma variante da interpolação ótima multi-escala que foi desenvolvida para aplicações em previsão numérica do tempo e sistemas de predição do oceano (MARTIN *et al.*, 2007). A matriz de *background* com covariância dos erros é especificada usando dados de um modelo oceânico e a análise usa comprimentos de correlação de 10 km e 100 km. O sistema de análise produz uma estimativa de TSM de base *foundation SST "SSTfnd"*, que é uma TSM sem a variação diurna. O uso da TSM de base é particularmente útil para nosso trabalho. Para efeito de troca de calor com a atmosfera, a temperatura de pele medida pelos satélites não é a ideal, pois é associada à primeira camada de alguns microns do oceano. A TSM de base é um parâmetro melhor para se tratar do fluxo de calor na camada limite planetária por estar associada a uma profundidade maior, incorporando maior inércia térmica. Os dados são apresentados em uma grade com resolução de $1/20°$ ($\sim$ 6 km), embora o menor atributo de resolução da análise esteja baseado em uma escala de comprimento de correlação de 10 km. Cumpre mencionar que o fato da função de correlação cobrir 10 km não nessáriamente implica que este seja o comprimento de onda de corte, 6 km é uma resolução plausível.

Nesse sistema, todos dados satelitais de TSM sofrem correção de erro sistemático baseada em uma combinação entre os dados de TSM do AATSR (*Advanced Along Track Scanning Radiometer*) do ENVISAT com medidas de TSM de boias de deriva. Os dados são filtrados (baseados na velocidade do vento em superfície) para remover a variabilidade diurna e os dados do AATSR são corrigidos para representar a TSM na mesma profundidade das medidas das bóias de deriva (0.2-1 m) antes que os ajustes de viés sejam feitos. Através da validação e verificação tem sido observado que o conjunto de dados OSTIA tem viés médio nulo e acurácia de 0.57 K quando comparado com dados in situ. O conjunto OSTIA é usado operacionalmente como condição de fronteira para todos os modelos de previsão do tempo do *Met Office* e do ECMWF (*European Centre for Medium-range Weather Forecasting*).

Nós realizamos o *download* de um recorte do conjunto de dados OSTIA sobre a área de estudo desse trabalho a partir do site `http://cmems.isac.cnr.it` mediante registro gratuito. Esse site é abrigado pelo projeto *COPERNICUS Marine Environment Monitoring Service* mantido pela Agência Européia. Embora a série temporal dos dados OSTIA se estenda desde de 1985 até os dias de hoje, nós realizamos o *download* apenas do período em que o QuickScat estava ativo. Além disso, dentro desse período, nos limitamos ao intervalo para o qual os dados foram reprocessados com o mesmo sistema de assimilação. Com isso chegamos ao ínterim compreendido entre novembro de 1999 e novembro de 2007.

3.2.1.1 Limitações do uso de dados do conjunto OSTIA

Os campos de análise de TSM em nível 4 são um importante produto na medida que permitem o uso complementar de dados em nível 2 de sensores distintos.

Individualmente, muitas informações em nível 2 apresentam limitações quanto a intermitência temporal, vazios espaciais, ou no caso dos sensores micro-ondas limitações dadas por sua baixa resolução e acurácia. Os produtos de nível 4 tentam superar essas limitações, fundindo dados de TSM de diferentes fontes. Como dados de nível 4, o conjunto OSTIA destaca-se entre os produtos do projeto GHRSST. Este projeto é uma iniciativa científica com propósito de combinar medidas independentes e irregulares de TSM buscando minimizar os erros no campo de análise resultante (BORGNE *et al.*, 2012; ROBINSON *et al.*, 2012).

As análises de TSM em nível 4 são baseadas em métodos estatísticos, entretanto, é necessária uma série de pressupostos para lidar com regiões onde há excesso, e outras onde há carência de dados de entrada. O excesso de dados é tratado com aplicação de médias ou selecionando um subconjunto. Já a falta de dados é superada através de interpolações no espaço e no tempo. Essa abordagem depende de algumas presunções feitas a respeito da variabilidade espacial e temporal do oceano que eventualmente podem falhar.

Uma dessas falhas está relacionada à deficiência na resolução das feições de pequena escala nas análises do OSTIA. Mesmo quando aspectos de pequena escala estão espacialmente muito bem resolvidos por sensores infravermelhos de alta resolução, os dados resultantes da análise em nível 4 são muito mais suaves do que os dados de entrada de nível 2. Isso acontece porque o esquema de interpolação ótima utilizado para produzir as análises introduz um nível de suavização que é determinado pela especificação da covariância dos erros das informações a priori e pelas escalas de comprimento de correlação escolhidas na concepção da análise (DONLON *et al.*, 2012).

Por um lado, a suavização inerente ao esquema de interpolação ótima adotado pelo OSTIA resulta na perda do sinal de pequena escala contido nos dados de alta resolução. Por outro, torna o campo de TSM livre de ruídos ao remover o erro residual da correção de viés dos dados, e garante uma transição adequada entre *pixels* originários de diferentes fontes de observação. A interpolação ótima é também alimentada com observações de TSM de diferentes horários do dia, e apesar da aplicação da correção de variabilidade diurna através da TSM de base, há um erro residual onde outros efeitos além do aquecimento solar venham a modificar a TSM com frequências maiores que uma vez ao dia. Esses efeitos incluem a advecção de intensos gradientes horizontais de temperatura feita pelas marés. A suavização espacial é também aplicada para minimizar as variações da TSM em alta frequência, pois elas podem tornar medidas não-sinóticas espacialmente inconsistentes.

A eliminação desses efeitos indesejáveis através da interpolação ótima resulta que o espaçamento de grade dos dados OSTIA não corresponde a sua resolução de aspecto (*feature resolution*). Entende-se por resolução de aspecto o tamanho da menor feição oceânica que ainda pode ser resolvida pela análise de TSM. Assim, embora os dados OSTIA apresentem dados regularmente espaçados em média a cada 5km, sua resolução de aspecto é de cerca de 25km (REYNOLDS *et al.*, 2013). Todavia, é importante ressaltar que essa resolução não é constante, ela será maior em regiões mais densamente populadas com observações. Além disso, a capacidade da análise em reproduzir feições de pequena escala sem a introdução de ruídos espúrios é melhorada a medida que as covariâncias dos erros é atualizada (ROBERTS-JONES *et al.*, 2016).

A análise de nível 4 não apenas introduz alguma suavização nos dados de TSM como também não o faz uniformemente. O nível de suavização aplicado nessa análise é uma combinação de vários fatores. Um desses fatores é a escala de correlação do erro. Este é um parâmetro da interpolação ótima que controla o tamanho do filtro de suavização e até que distância observações alternativas devem ser procuradas para preencher um ponto onde há ausência de informações. O ajuste dessa escala deve ser feito cuidadosamente. Se ela é muito pequena, a análise pode ser ruidosa onde há dados e decairá muito rapidamente para climatologia onde observações não estiverem presentes. Se a escala de correlação é muito grande, os pequenos gradientes serão desnecessariamente reduzidos. A escala de correlação do erro é dívida em componentes espaciais e temporais. Ela está envolvida em um sistemático balanceamento entre a interpolação no espaço, no tempo, e decaimento para climatologia. Além disso, o campo resultante da análise terá maior variabilidade nas regiões cobertas pelo sensor de infravermelho e pouca variabilidade nas outras.

A análise do OSTIA está baseada em duas escalas de comprimentos de correlação de erro, uma de 10 km para levar em consideração a variabilidade em mesoescala, e outra de 100 km para capturar variações de grande escala induzida por sistemas atmosféricos. Tais escalas foram obtidas das saídas de 3 anos de integração do modelo de previsão com assimilação oceânica do *Met Office* (*Forecasting Ocean Assimilation Model* (FOAM), (BELL *et al.*, 2000; BELL *et al.*, 2003)). As variâncias dos erros derivadas do FOAM associadas a essas escalas não são constantes no espaço, e através delas o algoritmo de análise define a efetiva escala de correlação.

A variação espacial do comprimento das escalas de correlação dos erros é um fator limitante para consistência espacial das frentes detectadas a partir das análises

OSTIA. A quantidade de frentes detectadas nas imagens de TSM dependem do nível de suavização presente na imagem. Se a suavização varia espacialmente torna-se difícil comparar as características frontais de áreas diferentes. De forma mais clara, a avaliação da quantidade frentes detectadas em regiões diferentes dependerão não somente das características locais distintas como também podem estar relacionadas a níveis de suavização desiguais. Felizmente, esse trabalho não está focado na comparação do caráter frontal das diferentes regiões do Atlântico Sul em si. Ainda que uma região venha ser melhor amostrada que outra, o cerne desse estudo está na influência da presença das frentes sobre o escoamento atmosférico, e portanto seremos pouco afetados pela limitação aqui descrita.

Além de alguma variação espacial irrealística, o procedimento de análise do OSTIA pode artificialmente introduzir mudanças temporais no caráter frontal em dada região avaliado a partir desses dados. As possíveis mudanças ao longo do tempo na disponibilidade de dados dos sensores satelitais de onde se deriva a informação de TSM utilizada como entrada na análise pode impactar a resolução de aspecto no produto interpolado. Essas mudanças podem ser sazonais devido à variabilidade na cobertura de nuvens que elimina as medidas dos sensores infravermelhos ou aos eventos de chuva que contaminam os dados de micro-ondas. Elas também podem ser consequência da adição de dados de novos satélites ou pelo fim da operação de um instrumento velho. Essas mudanças podem levar a saltos abruptos e artificiais na resolução da análise (REYNOLDS *et al.*, 2007). Dessa vez, a limitação aqui descrita pode ter impactos nos resultados secundários desse trabalho. Por isso, ela deve ser levada em consideração ao avaliarmos a variação ao longo das estações do ano do resultado da detecção das frentes oceânicas a partir dos dados OSTIA.

Não obstante às deficiências dos dados OSTIA, faz-se necessário dizer que não é possível fazer estudo de feições oceânicas de pequena escala e contar com alta frequência temporal no mesmo conjunto de dados. Ainda que fosse possível detectar frentes oceânicas de pequena escala nesse conjunto, veremos mais adiante que os dados de escaterômetro a serem co-localizados sobre essas feições apresentam resolução de 12.5 km. Logo, a menor perturbação no campo de vento que poderemos resolver deve ter comprimento de onda de pelo menos 25 km. Coincidentemente, este valor se aproxima da resolução de aspecto dos dados OSTIA. Portanto, nos beneficiaremos da cobertura espacial e temporal do OSTIA que são satisfatórias para os objetivos desse trabalho.

3.2.2 Dados de vento medidos a partir de escaterômetros

O escaterômetro QuikSCAT da NASA foi montado a bordo de um satélite de observação da Terra para medição de ventos sobre o mar. Sua missão primária era medir a intensidade e direção do vento sobre os oceanos livres de gelo ao redor do globo. As observações do QuikSCAT tem um amplo conjunto de aplicações que contribuíram para estudos climatológicos, previsão do tempo, pesquisas em meteorologia e oceanografia, segurança marinha, pesca comercial, rastreamento de grandes icebergs, entre outros (LIU, 2002).

Escaterômetros, tais como o QuikSCAT, emitem pulsos de radiação eletromagnética na banda Ku de radar, portanto micro-ondas de baixa potência e medem a potência espalhada de volta para sua antena por uma superfície do mar encrespada pelo vento. O radar é capaz de medir qual fração da potência do sinal emitido em direção à determinada área é espalhada de volta em sua direção. Essa fração, σ, é

dada pela contribuição do espalhamento feito por diferentes pontos da área iluminada pelo satélite. Tomada a média da razão entre essas contribuições e a área de cada elemento têm-se σ_0 que é a seção reta normalizada de espalhamento. σ_0 guarda informações a respeito da superfície do oceano refletora do pulso do radar.

As ondas capilar-gravidade na superfície do mar causadas pelo vento refletem ou retroespalham a potência emitida a partir do radar dos escaterômetros. O comprimento dessas ondas fica entre 1 e 5 cm e, por serem extremamente dispersivas, variam de amplitude em resposta quase imediata ao vento superficial local. Sobre a superfície aquática, o retroespalhamento das micro-ondas é altamente correlacionado com a direção e intensidade do vento superficial.

A escolha da frequência do radar foi feita de forma que o comprimento de onda do pulso eletromagnético tivesse a mesma escala da ondas capilar-gravidade. Assim o instrumento utilizava da interferência que deve ocorrer da interação da onda com a superfície para tomar suas medidas. Para ângulos de incidência entre 20° e 70° um mecanismo conhecido por ressonância de Bragg tende a reforçar o espalhamento. Nesse modelo, a superfície refletora é aproximada por elementos singulares igualmente espaçado entre si. A depender de uma relação entre o espaçamento desses elementos, o ângulo de incidência da onda eletromagnética e o seu comprimento de onda, deve haver interferência construtiva, reforçando o eco captado pelo radar. Por outro lado, quando essa relação não é satisfeita o sinal refletido é extremamente reduzido. Os escaterômetros, portanto, consistem de um radar ativo de micro-ondas que infere os ventos superficiais a partir do enrugamento da superfície do mar baseado em medidas da seção reta de retroespalhamento radar que variam com a intensidade e direção do vento relativa ao azimute da antena, ângulo de incidência, polarização.

Alguns detalhes técnicos quanto ao (1) azimute, (2) incidência e (3) polarização, merecem ser mencionados:

1. Cada inferência que se faz sobre o vento é fruto de 3 ou mais medidas de σ_0 sobre a mesma área do oceano, separadas por alguns segundos. Nos escaterômetros que precederam o QuikSCAT (ERS1/2, NSCAT) isso era feito por antenas lineares posicionadas em ângulos diferentes em relação à nave. No QuikSCAT usa-se uma única antena parabólica rotativa. Dessas medidas coincidentes e tomadas com a direção do vento relativa ao azimute variável da antena, pode-se inferir qual a direção mais provável do vento, além da intensidade do vento.

2. A dependência do ângulo de incidência causa um viés nos escaterômetros de antena linear fixa. No QuikSCAT a antena rotativa funciona como um *scanner* cônico onde o ângulo de incidência é fixo, portanto o problema do viés desaparece.

3. A diferença entre os σ_0 polarizados horizontalmente e verticalmente é maior para a condição de ventos fracos com chuva, e é usada para estabelecer o marcadores de chuva (*rain flag*), não afetando significativamente a acurácia das medidas do vetor vento.

O QuickScat fornecia medidas de direção e velocidade do vento referenciados a 10 metros da superfície do mar com resolução espacial de 25 km. A informação de vento, entretanto, não podia ser obtida a menos de 15-30 km da linha de costa ou na presença de gelo. A precipitação geralmente degradava a acurácia das medidas de vento, embora alguma informação útil de vento e chuva ainda pudesse ser obtida

nos ciclones tropicais e subtropicais para propósitos de monitoramento. Além desses fatores limitantes, havia um imponderável, que é a presença de surfactantes derivados da atividade biológica. Essa susbtância altera a tensão superficial da água que é uma das forças restauradoras das ondas capilar-gravidade associadas ao príncipio físico de medição dos escaterômetros.

Nós realizamos o *download* do conjunto de dados do QuickSCAT que se encontra disponível em `https://podaac.jpl.nasa.gov`.

3.2.3 Dados de vento e pressão ao nível médio do mar extraídos da Reanálise ERA-Interim

Nós utilizamos os dados de reanálise do conjunto ERA-Interim (DEE *et al.*, 2011) para selecionar casos de escoamentos atmosféricos sobre frentes oceânicas em que a forçante atmosférica de larga escala era suficientemente fraca para não sobrepujar as perturbações induzidas pela frente. Esse processo será detalhado na seção 3.4.2.

ERA-Interim é uma reanálise atmosférica global que cobre um período que se inicia em 1979 (inicialmente, ERA-Interim foi rodado a partir de 1989, mas uma extensão de 10 anos entre 1979-1988 foi produzida em 2011), e continua até os dias de hoje em tempo real, muito embora seu repositório de arquivos seja atualizado e disponibilizado mensalmente.

O projeto ERA-Interim é conduzido pelo ECMWF desde 2006 a fim de ser um elo entre o conjunto de reanálise anteriormente produzido por essa instituição, ERA-40 (1957-2002), e a próxima geração de reanálises desse centro europeu. Os objetivos principais do projeto são melhorar alguns aspectos essenciais do ERA-40, como a

representação do ciclo hidrológico, a qualidade da circulação estratosférica, e lidar com das mudanças de viés no sistema de observação.

Talvez, o último objetivo mereça ser melhor detalhado. A introdução de novas fontes de informação no modelo, como novos dados satelitais, pode modificar algum o erro sistemático presente nas observações. Como um dos usos do dados de reanálise é proceder estudos climáticos, tais mudanças podem levar a saltos irrealísticos em alguma variável do modelo que passou a ser melhor resolvida pela introdução de uma nova fonte de dado, ou, de maneira mais pessimista, que teve sua acurácia degrada pelo fim da operação de algum instrumento. Para o presente trabalho que cobre apenas um período de 8 anos essa não deve ser uma grande preocupação.

O ECMWF implementou diversas melhorias em seu modelo atmosférico. Eles passaram a utilizar um esquema de assimilação de dados baseado em análise variacional quadri-dimensional. Nesse esquema a assimilação de dados é feita sequencialmente, avançando no tempo com ciclos de análise de 12 horas. Em cada ciclo, as observações disponíveis são combinadas com a informação previamente fornecida pelo modelo de previsão para estimar a evolução do estado global da atmosfera e sua superfície subjacente. Isso envolve computar a análise variacional dos campos atmosféricos em mais altos níveis: temperatura, vento, umidade, ozônio, pressão a superfície, seguido de uma análise em separado para os parâmetros mais superficiais temperatura e umidade a 2m, umidade e temperatura do solo, cobertura de neve, e ondas no oceano. Essa análise é então utilizada para inicializar um modelo de previsão de curto prazo, que fornece a estimativa prévia de estado inicial para o próximo ciclo de análise.

O processo de análise permite que as informações contidas em uma região rica em observações seja transportada pelo modelo de previsão para áreas que delas carecem. Além disso, ao longo de sua integração, o modelo fornece variáveis derivadas como fluxos de calor e umidade, precipitação, radiação, entre outras, que embora não sejam diretamente medidas estão conectadas às observações.

O sistema de previsão utilizado no ERA-Interim apresenta a seguinte resolução espacial:

- 60 níveis verticais, com topo da atmosfera em 0.1 hPa;
- truncamento T255 na série de harmônicos esféricos nas equações de evolução dos campos dinâmicos básicos;
- grade gaussiana reduzida com espaçamento aproximadamente uniforme de 79 km para superfície e outros campos de ponto de grade.

Nós realizamos o *download* dos dados de reanálise das componentes zonal e meridional do vento a 10m e da pressão ao nível médio do mar interpolados para uma grade regularmente espaçada com 0.125° de resolução no período compreendido entre novembro de 1999 e 2007. O recorte do conjunto diário de dados para a área de estudo foi feito diretamente no site do ECMWF (`http://apps.ecmwf.int/datasets/`) com intervalo de 3 horas. Incrementamos a resolução neste passo para facilitar a comparação com os mapas de TSM e vento mais adiante. Esse aumento artifical da resolução se justifica pois com estes dados visamos apenas a detecção de sistemas atmosféricos de escala muito maior que o co-intervalo de *Nyquist* dos dados originais ($79\ km \times 2 = 158\ km,\ 1000\ km$).

3.3 Detecção das frentes oceânicas

A diferença de densidade observada entre as massas de água nos lados distintos das frentes oceânicas é resultado de regiões de intenso gradiente horizontal de temperatura e/ou salinidade. Frentes de característica predominantemente térmica compõe o objeto de estudo do presente trabalho. Dessa forma, é natural utilizar o gradiente de temperatura a fim de localizar esses sistemas. A figura 3.3 exibe um exemplo de campo de gradiente horizontal de TSM derivado dos dados OSTIA para uma data específica. Uma simples inspeção visual nesse campo permite presumir algumas zonas frontais. As regiões com cores mais quentes correspondem aos máximos de gradiente de temperatura e poder-se-ia localizar as linhas frontais ao longo destas.

Todavia, a inspeção visual não permite precisar a localização das frentes oceânicas, e mesmo que possível, seria inviável o fazer para uma série diária de 8 anos de dados. Um método objetivo de detecção se faz necessário, pois a apreciação visual do campo de gradiente de TSM por dois analistas diferentes conduziria a posicionamentos distintos dos sistemas frontais oceânicos.

Ainda assim, essa ideia intuitiva do posicionamento das frentes a partir de gradientes é a base do método de detecção a ser utilizado. Ele é inspirado na técnica de Canny (1986) para detecção de bordas em imagens. Como descrito mais abaixo, nós introduzimos uma modificação na técnica utilizando além da magnitude, a direção do gradiente a fim de garantir consistência espacial das frentes. As bordas da imagem detectadas pelo método a seguir são interpretadas como bons localizadores das frentes térmicas. Nessa técnica, os seguintes passos são executados:

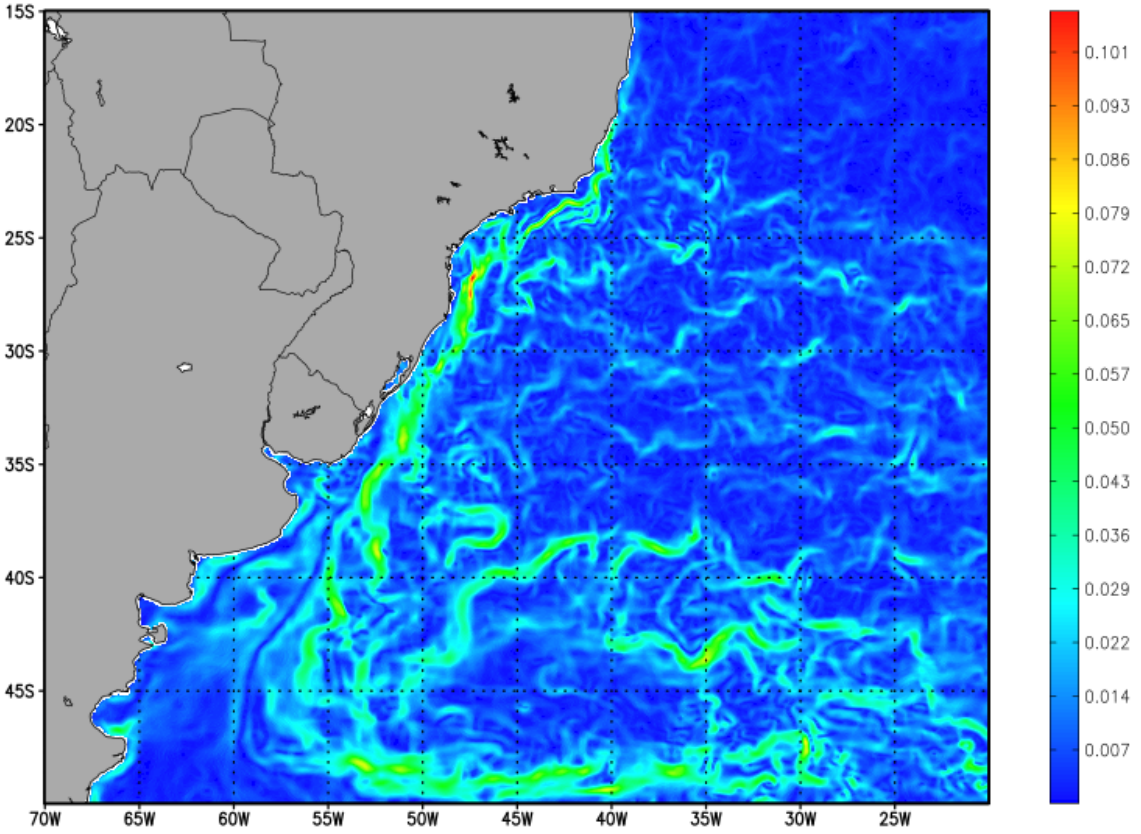


Figura 3.3: Campo exibindo a magnitude do gradiente horizontal de temperatura em °C/Km derivado dos dados OSTIA para 01AGO2000

1. Uma imagem passa por uma suavização a fim de eliminar os ruídos de pequena escala em relação ao tamanho das feições principais.

2. A seguir, a magnitude dos gradientes da imagem é calculada e são selecionados os pixels com valores superiores a um dado limiar estabelecido empiricamente, mas constante para toda a série temporal de imagens.

3. Todos os pixels que são máximos locais na direção do gradiente são selecionados como pontos de borda. Por exemplo, se em uma imagem I dado ponto $P(i, j)$ num sistema de coordenadas cartesianas tem a direção do gradiente apontando $90°$, $P(i, j)$ será considerado um ponto de borda se $\nabla_{i,j} I > \nabla_{i,j+1} I$ e $\nabla_{i,j} I > \nabla_{i,j-1} I$.

4. Dado um segundo limiar inferior de magnitude de gradiente, os pixels que sejam máximos locais conectados aos pixels anteriormente marcados como borda também recebem a sinalização de pixels de borda.

5. Por fim é feita a supressão de borda por histerese, quando são eliminadas as bordas detectadas que não estejam conectadas às bordas mais fortes.

Ainda que os dados OSTIA apresentem relativa suavização no campo de TSM, foi aplicada mediana móvel em torno de cada 9 pontos vizinhos que compõe o campo de TSM. Nós tínhamos o desejo de seguir todas as etapas da técnica de Canny, o que inclui o passo da eliminação de ruídos. A escolha da mediana móvel deve-se a sua capacidade de maior preservação da geometria do campo, que é o aspecto principal que estamos interessados. Nós utilizamos diferenças centradas no espaço para computar o gradiente horizontal de temperatura e na sequência seu módulo. A partir de então, foi aplicado o algoritmo baseado na técnica de Canny e identificados

os pontos de máximo locais. A seguir, foram eliminados os pontos de máximo isolados, isto é, aqueles que não possuíam um vizinho também considerado ponto de máximo. Isto posto, foi obtido o primeiro conjunto de pontos assinalados como frontais.

Castelao *et al.* (2006) utilizaram a ideia da técnica de Canny para detectar frentes oceânicas, trabalhando com dois limiares de gradiente de temperatura e seguindo passos similares. Nesse trabalho, utilizamos o próprio conjunto de dados de TSM para definir estatisticamente os limiares. Para arbitrar os limiares de gradiente de temperatura dentro dos quais as frentes oceânicas estariam definidas foi necessário considerar a natureza da distribuição dessa grandeza. Uma nova inspeção no campo apresentado na figura 3.3 mostra que a maior parte do domínio exibe baixos valores absolutos de gradiente de temperatura. Enquanto isso, os maiores valores estão confinados a pequenas regiões, sendo, portanto, menos frequentes. Assim, a moda para distribuição estatística do gradiente de TSM tomada de um campo individual deve estar na região dos baixos valores, já que a frequência relativa dos altos valores é muito menor.

O quadro estatístico apresentado diz respeito à variabilidade de uma propriedade intensiva dentro de um domínio finito de espaço e tempo. Entende-se por intensivas as variáveis que são definidas em ponto discretos do domínio, no presente problema, o gradiente horizontal de temperatura. A formação de frentes oceânicas é um processo turbulento, por conseguinte, a distribuição do gradiente de temperaturas nessas feições está sujeita ao caráter intermitente no espaço e no tempo das taxas desse processo. Baker e Gibson (1987) estudaram a consequência da intermitência dos processos turbulentos para amostragem e inferência de médias de variáveis a

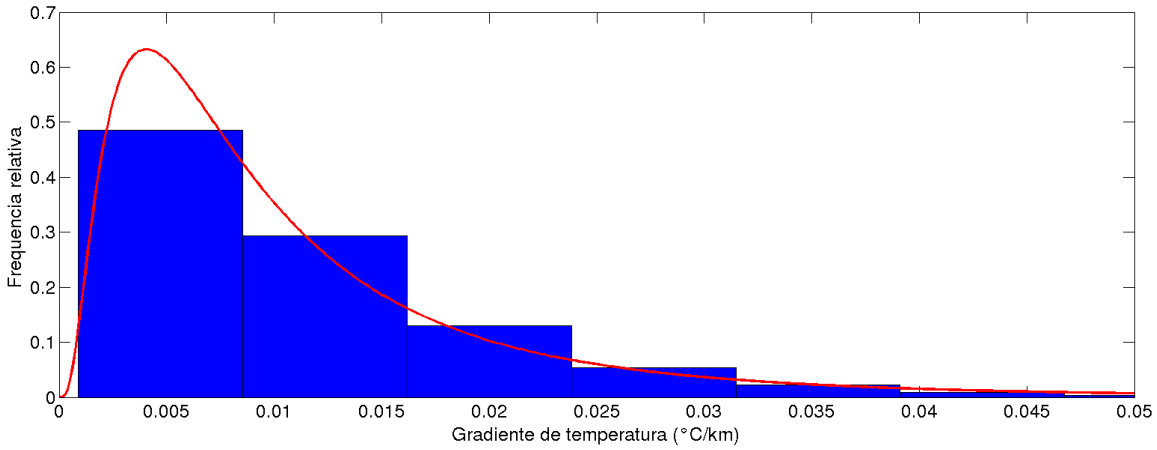


Figura 3.4: Histograma para o gradiente de temperatura na área de estudo em 01AGO2000 apresentado na figura 3.3. Uma distribuição log-normal foi ajustada aos dados.

eles atreitas. Eles compararam vários conjuntos de dados em diferentes camadas do oceano a distribuições normais e log-normais, encontrando que na maioria das camadas os dados eram lognormalmente distribuídos.

Face ao exposto, nós escolhemos a distribuição log-normal como modelo descritivo para o gradiente diário de TSM. A figura 3.4 apresenta um histograma para o gradiente de temperatura que foi exibido na figura 3.3. A distribuição log-normal ajustada aos dados é coerente com a forma apresentada no histograma, o que se repetiu em diferentes dias randomicamente testados. Ao assumir o caráter log-normal da distribuição do gradiente, pudemos calcular os parâmetros adequados a serem utilizados para arbitrar os limiares de definição das frentes. Numa distribuição normal a média aritmética é utilizada como medida de valor central de uma amostra, na distribuição log-normal a média geométrica (μ_g) faz esse papel. Da mesma forma, a medida de dispersão é dada pelo desvio padrão geométrico (σ_g). O cômputo desses

parâmetros estatísticos foi feito utilizando as definições de Kirkwood (1979) para uma variável lognormalmente distribuída χ:

$$\begin{aligned} \mu_g &= \sqrt[n]{\chi_1 \chi_2 \cdots \chi_n} \\ \ln \mu_g &= \frac{1}{n} \ln (\chi_1 \chi_2 \cdots \chi_n) \\ \ln \mu_g &= \frac{1}{n} (\ln \chi_1 + \ln \chi_2 + \cdots \ln \chi_n) \end{aligned} \tag{3.1}$$

De 3.1 observa-se que o logaritmo da média geométrica é dado pela média do logaritmo das observações, de onde pode-se definir σ_g:

$$\begin{aligned} \ln \sigma_g &= \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (\ln \chi_i - \ln \mu_g)^2}{n}} \\ \ln \sigma_g &= \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} \left(\frac{\ln \chi_i}{\mu_g} \right)^2}{n}} \\ \sigma_g &= e^{\sigma_{\ln \chi}} \end{aligned} \tag{3.2}$$

Se a variável χ seguisse uma distribuição normal, poderíamos utilizar como limiar superior, χ_{sup}, a soma da média com dois desvios padrões, sendo identificados como máximos, os pontos em que $\chi > \chi_{sup}$. O valor equivalente de χ_{sup} em uma distribuição log-normal é dado por $\chi_{sup} = \mu_g \cdot \sigma_g^2$. Essa equivalência pode ser facilmente compreendida se lembrarmos que em uma distribuição log-normal o logaritmo da variável é normalmente distribuído. Fazendo $\chi = |\nabla T|$, χ_{sup} tornou-se o critério superior utilizado para identificação dos máximos descrito no passo 2 do algoritmo de Canny. Similarmente, se poderia definir o segundo limiar χ_{inf} como a soma da média com um desvio padrão no caso de uma distribuição normal. De forma análoga, para uma distribuição log-normal $\chi_{inf} = \mu_g \cdot \sigma_g$, sendo esse o limiar inferior adotado

para $|\nabla T|$ no passo 4 do algoritmo de Canny. Esses limiares foram calculados para cada imagem diária de TSM.

Algumas vezes o algoritmo de Canny também rotula como frontais alguns agrupamentos de pontos máximos locais deslocados da crista principal do gradiente de temperatura ao longo da qual se localiza uma frente. Além disso, a discretização dos pontos de grade dos dados OSTIA pode formar frentes com degraus, ou seja, linhas frontais descontínuas ou com descontinuidades em suas duas primeiras derivadas. Entretanto, por se tratar de uma região de movimento de fluido, as frentes oceânicas devem apresentar suas primeira e segundas derivadas espaciais contínuas. A fim de construir uma linha frontal contínua que melhor ajuste o conjunto dos pontos apontados pela saída do algoritmo de Canny foram utilizadas *splines* com suavização.

3.3.1 Aplicação de *Splines* com suavização

Splines são definidas funções polinomiais de grau n contínuas por parte. Tais funções se conectam em pontos chamados de nós, onde as condições de continuidade são atendidas até as derivadas de ordem $n - 1$ (WOLD, 1974). Sabe-se que a curvatura de uma função é dada por uma relação que envolve sua primeira e segunda derivadas. Assim, se desejarmos obter uma curva pontualmente sem "guinadas" devemos garantir que essas derivadas sejam contínuas. As *splines* de menor grau a atender essa condição são as *splines* cúbicas.

A curvatura é inerente ao escoamento dos fluidos geofísicos, de maneira que, as *splines* cúbicas se mostram uma ferramenta matemática adequada para ajustar a

posição de frentes oceânicas sob argumentos de continuidade. Na figura 3.5 (a) observamos uma região onde possivelmente há uma frente oceânica dada a variação horizontal de temperatura em uma pequena área. Ao utilizar-se o gradiente de temperatura como entrada para o algoritmo de Cany observa-se na figura 3.5 (b) que não há um bom ajuste inicialmente.

Como primeiro motivo pode-se listar que as coordenadas dos pontos frontais que são saída do algoritmo de Canny nem sempre podem ser descritos por uma função, i.e, para uma abscissa x pode haver mais de uma ordenada y como ocorreu em 3.5 (b). Isso acontece de forma ainda mais clara, por exemplo, em frentes com orientação meridional.

A fim de superar esse problema, o eixo de coordenadas é rotacionado para cada frente de forma a minimizar o coeficiente angular da reta que melhor ajusta seus pontos, ou em outras palavras, as frentes são "horizontalizadas". A rotação é sempre realizada de forma a manter o setor quente da frente oceânica no lado positivo da coordenada vertical, ou seja, de forma que o gradiente de temperatura tenha o mesmo sentido do eixo das ordenadas y. Um exemplo desse processo é exibido na figura 3.5 (c), onde os pontos frontais de saída do algoritmo de Canny para determinada frente tiveram seu eixo de coordenadas rotacionados, de forma que o coeficiente do ajuste linear dos pontos foi minimizado, obtendo-se uma *spline* para linha frontal que pode ser melhor descrita por uma função.

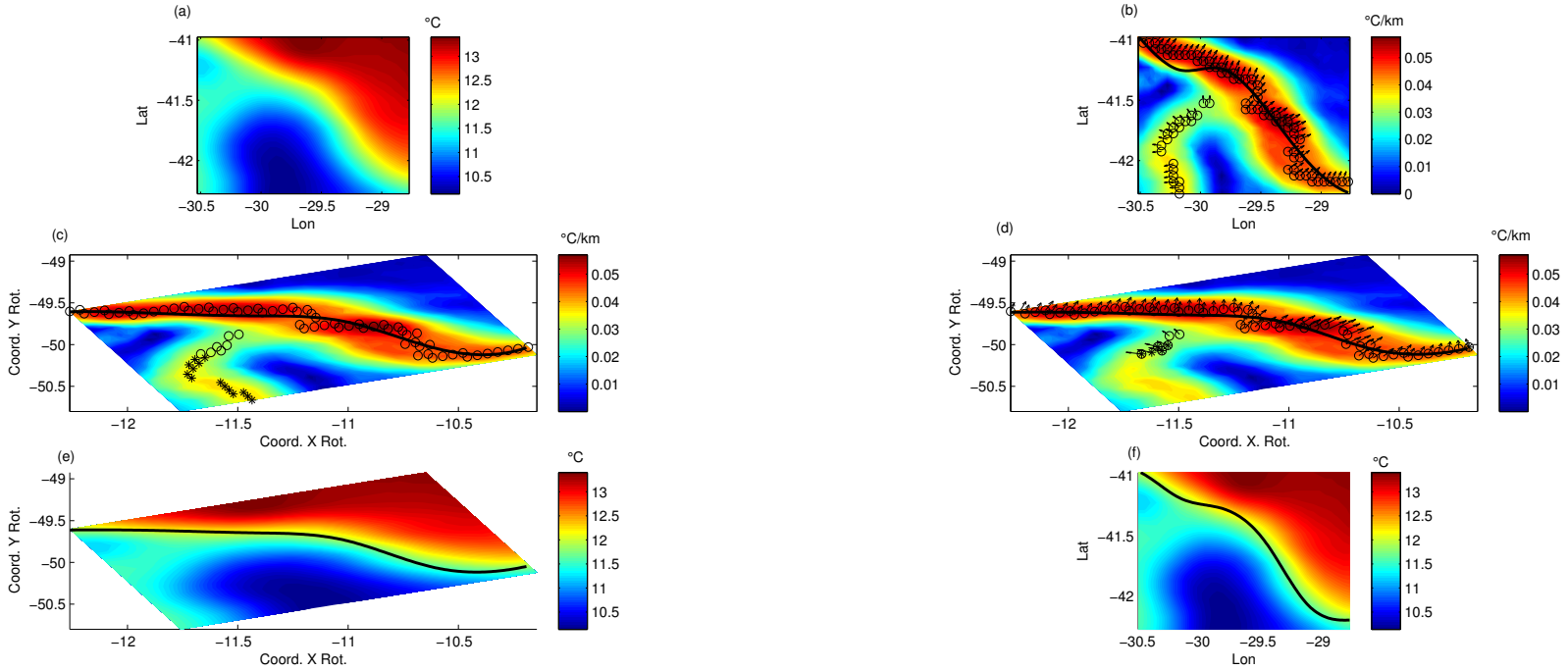


Figura 3.5: (a) Campo de TSM em uma região com possível presença de uma frente oceânica para uma data específica. (b) Campo de gradiente de temperatura derivado de (a) com a identificação dos pixels frontais com círculos através do algoritmo de Canny e vetores indicando a direção do gradiente. (c) Idem a (b), porém as coordenadas foram rotacionadas em um sistema de eixos que minimiza o coeficiente angular da reta que melhor ajusta os pixels frontais. Os pontos marcados com * foram considerados *outliers* em função da distância. (d) Idem a (c), sendo retirados os pontos marcados com * cuja a direção do gradiente foi detectada como *outliers*. (e) Linha frontal resultante do processo de detecção de frentes ainda em coordenadas rotacionadas sobre campo de TSM original. (f) Idem a (e), porém trazido de volta as coordenadas lat e lon originais.

Superada essa etapa, há um segundo obstáculo para um bom ajuste da frente oceânica através de uma curva. Uma "spline" cúbica passaria por todos os pontos frontais de saída do algoritmo de Canny, eles constituiriam os nós das funções. Entretanto, a discretização do domínio do campo de TSM faz com que o conjunto de pontos seja uma aproximação da posição da frente, em outras palavras, a frente encontra-se dentro da nuvem de pontos. De onde vem a necessidade de suavizar a curva interpolante. A *spline* suavizada s é construída para um parâmetro de suavização p e pesos especificados w_i. A *spline* suavizada minimiza a soma dos mínimos quadrados penalizados pelo fator $(1-p)$:

$$p\sum_i w_i \left(y_i - s\left(x_i\right)\right)^2 + (1-p)\int \left(\frac{d^2 s}{dx^2}\right) dx. \tag{3.3}$$

Em 3.3, p é definido entre 0 e 1. Quando $p = 0$ a curva resultante é o ajuste linear dado pelos mínimos quadrados, e quando $p = 1$ tem-se uma *spline* cúbica interpolante. Assim, p deve ser escolhido de acordo com o grau de suavização desejado para curva resultante. Neste trabalho optou-se por utilizar o método da validação cruzada para determinar p.

Os pesos w_i são determinados de acordo com a equação 3.4:

$$w_i = \frac{|\nabla_{i,j} T|}{\max\{|\nabla T|\}}. \tag{3.4}$$

O efeito do peso é aproximar a curva ajustada das regiões onde o gradiente de TSM é mais intenso. Esse primeiro posicionamento da frente é utilizado para eliminar do conjunto pontos frontais $\mathbb{P}$, os pontos $P_{i,j}$ que se encontrem demasiadamente afastados do eixo frontal, podendo ser considerados "*outliers*" ($\mathbb{O}$). Para isso utilizamos o seguinte critério:

$$\mathbb{O} = \{P_{i,j} \in \mathbb{P} \mid \mathbf{abs}\,(s(x_{i,j}) - y_{i,j}) > 1.5 \cdot \sigma_y\} \tag{3.5}$$

Essa etapa é exemplificada na figura 3.5 (c). Nessa figura, os pontos mais afastados da crista do gradiente de temperatura foram identificados como outliers em *, e por isso excluídos do ajuste robusto. Como resultado, a *spline* se aproxima mais dos pontos frontais sobre o eixo frontal. Os pontos excluídos eram máximos locais encontrados pelo algoritmo de Canny desconectados da frente nesse exemplo.

De forma geral, a direção para qual aponta o gradiente de temperatura ao longo de uma frente oceânica não deve apresentar grande variação. Através do desvio padrão circular (σ_{circ}, método de cálculo detalhado na seção 3.4.2), nós eliminamos as regiões com variação angular do gradiente de temperatura maior que 45°, pois existiria grande probabilidade de tratar-se de vórtices. Nós utilizamos um critério semelhante ao da equação 3.5 para eliminar pontos direcionalmente discordantes, aos quais chamamos de *outliers* angulares($\mathbb{O}_{ang}$). São eliminados os pontos frontais cuja diferença angular entre seu gradiente e o vetor perpendicular a curva ajustada seja superior a um desvio padrão circular e meio dado pela direção do gradiente de todos os pontos. A figura 3.5 (d) exibe o ajuste refinado da linha frontal ao serem eliminados os pontos cuja direção do gradiente de temperatura difere significativamente dos demais pontos frontais de acordo com critério acima explicitado. O coeficiente angular do vetor perpendicular a curva em dado ponto é obtido facilmente através de menos o inverso da derivada da spline ajustada. A equação 3.6 expressa matematicamente o critério estabelecido para eliminação os *outliers* angulares. Por simplicidade omitimos na equação 3.6 que a diferença angular entre os vetores foi calculada via produto interno, a fim de evitar a singularidade em 0° e 360°.

$$\begin{aligned}\mathbb{O}_{ang} = \big\{ & P_{i,j} \\ & \in \mathbb{P} \mid \mathbf{abs}\left(\arctan\left(-s'(x_{i,j})^{-1}\right)\right) - \arctan\left(\nabla_y T_{i,j} / \nabla_x T_{i,j}\right)\big) \\ & \geq \\ & 1.5 \cdot \sigma_{circ}(\arctan\left(\nabla_y T_{i,j} / \nabla_x T_{i,j}\right))\big\}\end{aligned} \tag{3.6}$$

Ao final do processo, pontos frontais que anteriormente possuíam vizinhos, eventualmente tornaram-se máximos isolados. Nós mantivemos apenas os trechos da spline ajustada em que a distância máxima entre os nós consecutivos era de 25 km. A escolha desse valor não foi ao acaso. Ele é o dobro da resolução dos dados do escaterômetro e quase coincidente com a resolução de aspecto dos dados OSTIA. Os aperfeiçoamentos na detecção e posicionamento das frentes oceânicas estão focados especialmente em garantir a maior fidedignidade possível à geometria dos sistemas frontais, pois esse aspecto será muito importante para os resultados deste trabalho. As estapas de processamento apresentadas desde a seção 3.3 até este ponto são apresentadas esquematicamente no fluxograma da figura 3.6.

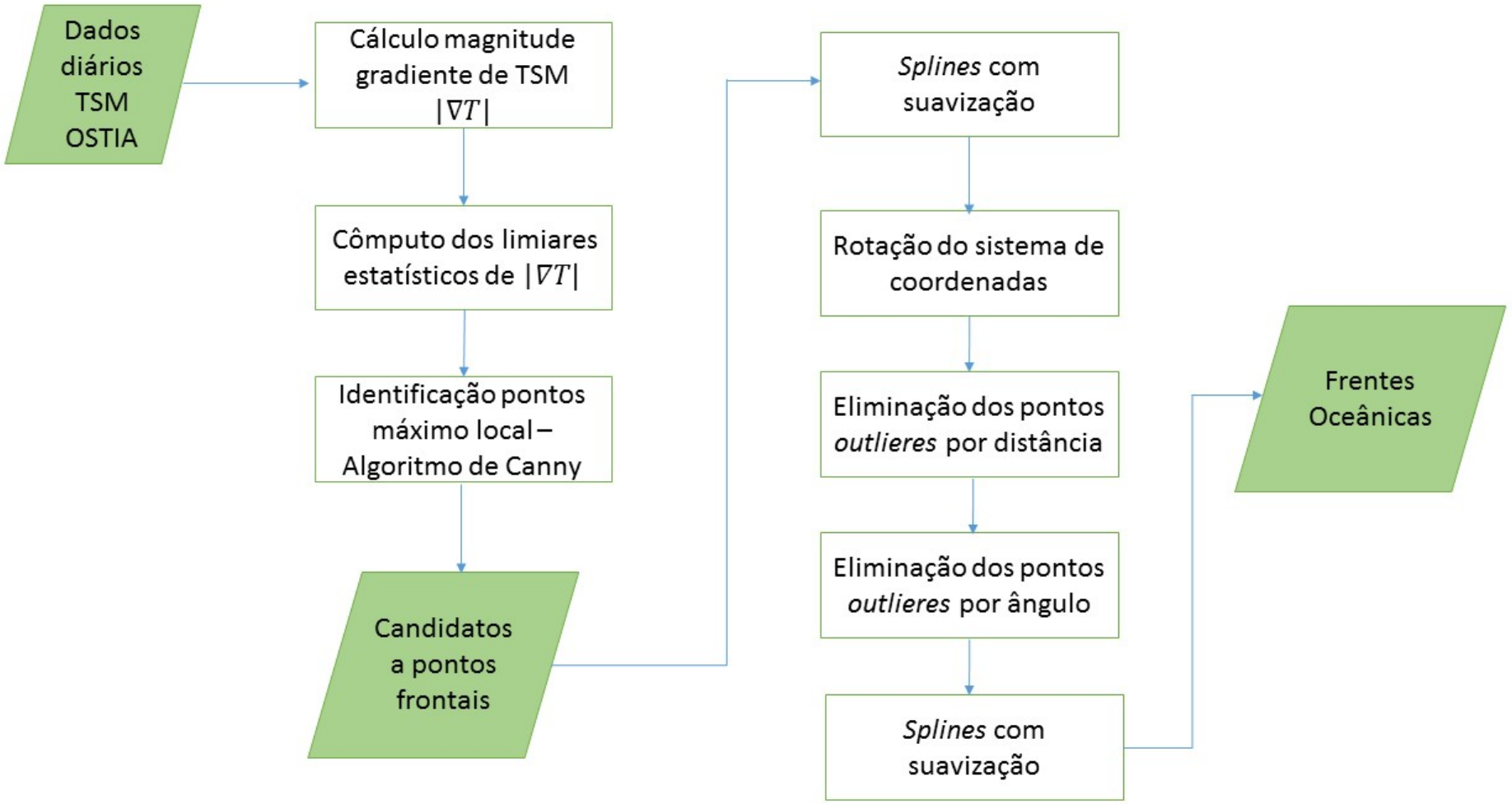


Figura 3.6: Fluxograma apresentando esquematicamente as etapas de processamento descritas entre as seções 3.3 e 3.3.1.

3.4 Identificação das zonas frontais e sua relação com o escoamento atmosférico

Na atmosfera os sistemas sinóticos têm da ordem de 1000 km, escala na qual o ajuste geostrófico é observado em seus movimentos (HOLTON; HAKIM, 2012). Perturbações atmosféricas inferiores a essa escala, como é o caso das circulações que buscamos estudar, têm duração da ordem de horas a 1 dia e estão confinadas a região local de sua forçante. Todos os exemplos da classe de circulações atmosféricas termicamente forçadas citados na introdução (e.g.: brisas terrestres e marítimas, de neve e vegetação, ventos de vale e montanha, circulação urbanas) apresentam essa característica. A escala das frentes oceânicas é de dezenas a poucas centenas de quilômetros, elas têm extensão espacial comparável a dos gradientes de temperatura associados às circulações térmicamente forçadas exemplificadas. Assim, é natural esperar que as perturbações no escoamento atmosférico induzidas por esses entes oceânicos tenham tamanhos similares ao dos seus pares de classe. A circunscrição espacial e temporal desses fenômenos à sua forçante local os tornou mais simples de serem estudados. A ideia em questão permitiu que ao selecionarmos os casos de frentes oceânicas na área de estudo, pudéssemos procurar apenas por dados de ventos medidos por escaterômetro onde houvesse uma coincidência espacial e temporal com a feição oceânica.

Entenda-se por coincidência espacial uma região compreendida em até 125 km de distância da frente. Quanto à proximidade temporal, deve-se ter em mente que os dados de TSM apresentam frequência diária. Considerando que a passagem do

QuikSCAT acontece duas vezes ao dia numa mesma região, é possível obter uma amostra do vento com no máximo 12h de diferença com relação a um hipotético instante de detecção da frente. O tratamos por hipotético porque o conceito de instante de detecção da frente oceânica não é aplicável aos dados OSTIA, como discutido na subseção 3.2.1. Ainda que se pudesse mensurar a distância temporal entre o instante de detecção de uma frente oceânica e a passagem do escaterômetro, estudos como de Chen *et al.* (2003) encontraram frentes que podem persistir ao longo de uma estação. Individualmente, as frentes encontradas neste trabalho podem não apresentar perenidade semelhante. Contudo, dada as características dos dados de TSM OSTIA, não é possível e nem faz sentido físico tentar detectar frentes de submesoescala com poucos quilômetros de extensão e poucas horas de duração. Assim, avaliada a escala do fenômeno, assertamos que as frentes oceânicas detectadas em determinado dia perduram ao menos até o momento da tomada das medidas de vento que venham a coincidir geograficamente com a presença da frente neste dia. Alternativamente, podemos dizer que janela temporal entre as medidas de vento e o hipotético horário de detecção da frente é pequena o suficiente para que os dados sejam considerados simultâneos.

Apesar de termos incluído o escoamento atmosférico induzido pela presença de frentes oceânicas na classe das circulações atmosféricas termicamente induzidas, uma característica o diferencia dos demais membros da classe. Nos sistemas de brisa e circulação de vale e montanha, há uma reversão diária do regime do vento. Tais sistemas apresentam um ciclo diurno em função da diferente capacidade térmica das superfícies no fundo da camada limite atmosférica.

O modelo clássico do sistema de brisa marítima e terrestre ilustra esse ciclo diurno. Nele, a circulação atmosférica induzida deve dirigir-se do oceano para terra durante o dia, quando a última se encontra mais aquecida, e reverter-se durante a noite quando a superfície terrestre perde calor rapidamente. Tal comportamento não é esperado nas circulações atmosféricas induzidas pelas frentes detectadas neste trabalho. Primeiramente, porque as massas de água separadas pelas frentes não devem responder de forma significativamente diferente à radiação solar recebida durante o dia. Adicionalmente, frentes oceânicas formadas pelo aquecimento diurno (e.g.:em estuários ou advectadas pela maré) não serão detectadas nos dados OSTIA, uma vez que esse efeito é removido no processo de assimilação dos dados nesse conjunto.

Em suma, temos aqui duas simplificações. Preliminarmente, nesse trabalho são procurados efeitos locais (até 125 km das frentes) da presença das frentes oceânicas no escoamento atmosférico. Além disso, assumimos que probabilidade de detectar perturbações no escoamento atmosférico induzidas pelos gradientes térmicos no oceano subjacente deve independer da fase do dia em que ocorre, seja no período diurno ou noturno.

3.4.1 Sobreposição dos dados de vento e TSM

Após a detecção das frentes oceânicas ao longo da série diária de 8 anos de dados OSTIA, procuramos as ocasiões em que haviam observações do escaterômetro disponíveis sobre a região de cada frente. Havendo a coincidência, os dados de vento eram rotacionados para mesmo sistema de coordenadas utilizado para "horizontalizar" as frentes. Nós dividimos a área nas proximidades das frentes em setores com

25 km de extensão zonal e 250 km de extensão meridional medidos e referenciados no sistema de coordenadas rotacionado. Na dimensão vertical rotacionada, 125 km encontram-se no setor quente da frente e os outros 125 km no setor frio.

Considerando a resolução de 12.5 km dos dados do escaterômetro, em uma situação que um desses setores estivesse repleto de dados, seria possível ter no máximo 40 vetores vento. Nós retivemos os casos de coincidência entre as frentes e passagem do QuickScat, em que pelo menos um dos setores apresentasse 30 vetores. Além disso, nos certificamos que desses 30 vetores, ao menos 4 estavam nos primeiros 25 km ao norte e ao sul da frente. O motivo do cuidado em selecionar casos de sobreposição entre frentes e dados de vento com número suficiente de vetores ficará mais claro adiante quando tratarmos das médias que serão tomadas. Mais uma vez, é importante ressaltar que todas menções de direção aqui feitas estão referenciadas com respeito ao sistema de coordenadas rotacionados, dessa forma a direção meridional passa a ser o eixo transversal à frente e a direção zonal o eixo paralelo a ela.

A Figura 3.7 mostra um exemplo desse processo para uma frente detectada em um dia específico. Após averiguada a disponibilidade de dados de vento na região da frente e procedida a rotação, os vetores foram contabilizados. Note que nas extremidades leste e oeste da frente os setores não atenderam aos critérios de número de vetores e por isso não foram selecionados.

3.4.2 Seleção dos casos

Uma vez posicionadas as frentes oceânicas e feita a justaposição de dados de vento disponíveis, seguimos os estudos dos seus efeitos sobre a circulação atmosférica

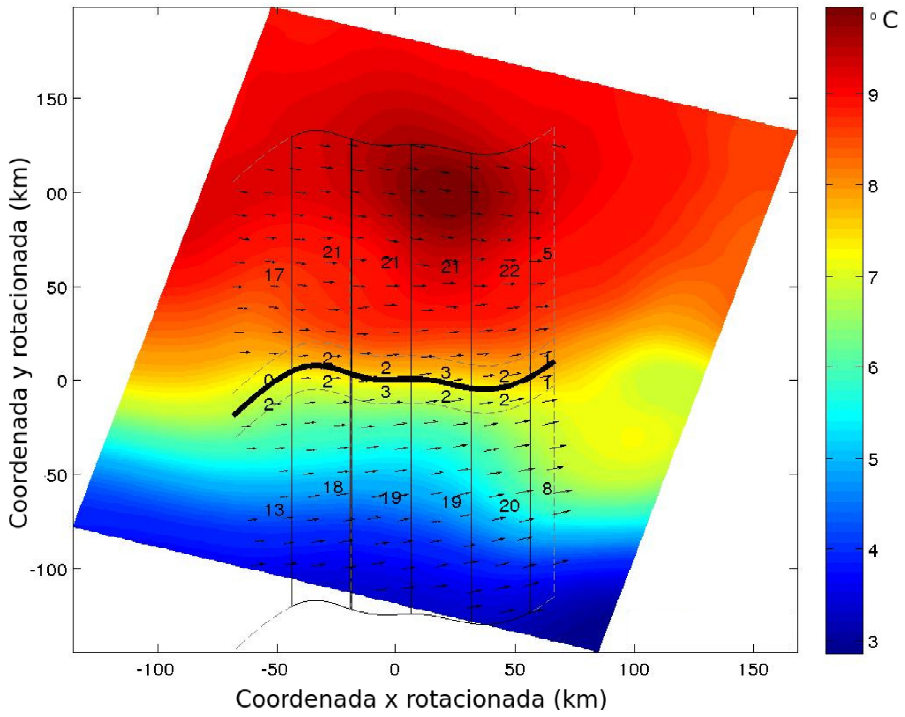


Figura 3.7: Campos exibindo a sobreposição da passagem do QuikSCAT com dados de TSM em uma zona frontal. Os números representam a quantidade de dados em cada segmento de 25 km ao longo da frente e 250 km no sentido transversal. Somente casos com disponibilidade de pelo menos 30 vetores em um segmento foram utilizados.

sobrejacente. Inicialmente, devemos levar em consideração que a atmosfera sobre uma frente oceânica não está inerte sob a influência exclusiva do gradiente térmico oceânico. O ar está em movimento, forçado por sistemas de alta e baixa pressão, frentes e outros sistemas atmosféricos. Todavia, o que buscamos aqui é observar unicamente as perturbações introduzidas no escoamento atmosférico associadas à presença da frente oceânica.

Fazendo um paralelo com outras circulações atmosféricas de mesoescala termicamente dirigidas, sabe-se que algumas vezes a forçante de larga escala na atmosfera pode sobrepor-se aos efeitos de menor escala e tais circulações não são observadas. Biggs e Graves (1962) e Lyons (1972) criaram índices para prever quando a circulação de brisa iria se desenvolver. Lyons (1972) mostrou que quando $V_g^2/\Delta T > 10$ (em que V_g era o vento geostrófico às 0600 no horário local e ΔT a máxima diferença de temperatura entre a terra e o Lago Michigan), a brisa não ocorria na orla lacustre de Chicago. Nesses casos, a brisa não se desenvolvia porque o gradiente de pressão gerado pelo aquecimento diferencial entre o lago e a terra era insuficiente para superar a energia cinética do escoamento em larga escala.

No nosso trabalho, mesmo quando o escoamento atmosférico for mais intenso, esperamos encontrar perturbações no vento ao cruzar uma frente oceânica, sendo acelerado ou freado em função de sua direção relativa com gradiente de temperatura oceânico. Esses efeitos podem ser mais ou menos apreciáveis a depender da energia cinética do escoamento atmosférico. Entretanto, algumas situações podem ser limitantes para nossa análise. Se a variabilidade espacial do vento sinótico for significativa na região da frente, torna-se difícil separar o que é a contribuição das forçantes atmosféricas de larga escala e o que está sendo induzido pelo gradiente

de temperatura oceânico subjacente. Isto pode ocorrer por ocasião da passagem de frentes-frias e sistemas de baixa pressão atmosférica, por exemplo. Nessas situações, os efeitos atmosféricos de maior escala serão preponderantes sobre as forçantes de menor escala, como gradientes térmicos em superfície dados pelas frentes oceânicas, ou introduzirão inomogeneidades espaciais sobrepostas às induzidas pela frente oceânica. Tais situações devem ser eliminadas.

Essa ideia encontra respaldo no trabalho de Pezzi *et al.* (2005). Nesse trabalho os autores descrevem observações in situ que indicaram a modulação da Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM) através de processos de interação com a Camada Limite Oceânica (CLO) em uma situação de ausência de sistemas atmosféricos de larga-escala na região da CBM. Os autores alertam que a alta variabiabilidade atmosférica de sistemas transientes como frentes-frias podem afetar tais interações. Nessa mesma região, Pezzi *et al.* (2009) mostraram que a advecção termal oposta em situações pré e pós-frontais atmosféricas leva a diferentes padrões de intensificação do gradiente de pressão na CLAM através da CBM. Acevedo *et al.* (2010) também observaram que as diferentes fases dos sistemas sinóticos atmosféricos conduzem diferentes ajustes da CLAM a advecções térmicas distintas.Camargo *et al.* (2013) utilizou simulações numéricas para os casos observacionais dos estudos anteriores confirmando a interação da advecção térmica entre as escalas atmosférica local e sinótica. As conclusões desses trabalhos justificam nosso cuidado para presente seleção de casos de forçantes atmosféricas fracas e homogêneas.

Com esse intuito, a partir das reanálises ERA Interim foram utilizados os dados de vento a 10 metros ao longo da região da frente oceânica. Foram eliminadas as situações com atuação de frentes atmosféricas, ou escoamentos com grandes curva-

turas. Nós calculamos o desvio padrão da intensidade do vento na região e o desvio padrão circular de sua direção. A estatística circular foi computada seguindo os seguintes passos:

1. O vetor vento médio é calculado através da média das componentes.

$$\left\langle \vec{V} \right\rangle = \begin{bmatrix} \langle u \rangle \\ \\ \langle v \rangle \end{bmatrix}$$

2. A diferença angular θ de cada vetor vento com relação ao vento médio é calculado via produto interno.

$$\theta_i = \arccos\left(\frac{\left\langle \vec{V} \right\rangle \cdot \vec{V}_i}{\left| \left\langle \vec{V} \right\rangle \right| \left| \vec{V}_i \right|} \right)$$

3. O desvio padrão circular (σ_{circ}) é calculado a partir das diferenças angulares θ_i computadas.

$$\sigma_{circ} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \theta_i^2} \tag{3.7}$$

Adicionalmente, nós calculamos o desvio padrão da pressão ao nível médio do mar fornecida pelos dados de Reanálise ERA-Interim. Para que um par formado por uma frente oceânica e escoamento atmosférico fosse selecionado, essas medidas estatísticas deveriam estar abaixo de um limiar que foi empiricamente estabelecido. O objetivo é garantir que nas situações selecionadas a forçante atmosférica seja fraca o suficiente para não se sobrepor aos efeitos de circulação causados pela frente oceânica, ou homogêneas o suficiente para que as perturbações causadas pela presença da frente oceânica possam ser detectadas.

Entretanto, devemos lembrar que ainda que o modelo global atmosférico de reanálise do ECMWF apresente resolução de 80 km, refletindo mais o fluxo de

larga escala, a TSM é uma condição de contorno inferior que influi no escoamento previsto pelo modelo através das trocas de calor e umidade. Assim, é possível que as maiores frentes oceânicas sejam também percebidas no escoamento do modelo atmosférico. Logo, a estatística que pretendemos utilizar poderia eliminar casos em que a variabilidade do vento e do campo de pressão do modelo atmosférico advinha da presença do ente oceânico. Para limitar essa possibilidade, nós calculamos as medidas estatísticas citadas separadamente para duas janelas distintas. As janelas foram centradas ao redor de cada setor de 25 km paralelos a frente, uma sobre o lado frio e a outra sobre o lado quente da frente. Se revisitarmos a figura 3.7 torna-se mais simples a compreensão da divisão dos setores. Essas janelas tinham respectivamente 300 e 600 km de largura totais em torno de cada setor e 125 km de sentido transversal à frente. Adotamos como desvio padrão e desvio padrão circular para janela de 300 km o maior valor encontrado entre as janelas sobre o lado frio e sobre o lado quente. O mesmo procedimento foi repetido para a janela de 600 km. E então, após análise de um subconjunto de casos definimos os valores dos filtros para quando um setor deveria ser excluído.

A ideia que justifica do uso dessas janelas é que ao calcular separadamente estatísticas atmosféricas do lado quente e do lado frio da frente, não estamos medindo a variabilidade causada pelo gradiente oceânico. Senão eliminando a totalidade das perturbações, ao menos estamos minimizando sua presença nas estatísticas nos casos em que porventura os gradientes térmicos estejam resolvidos no campo de TSM do modelo global atmosférico. A escolha das larguras de 300 e 600 km se deve ao tamanho típico das frentes-frias, ciclones e cavados atmosféricos que poderiam imprimir uma variabilidade indesejada sobre os efeitos que buscamos estudar.

3.4.3 Inferência das perturbações induzidas no escoamento atmosférico

Supondo que o método aplicado na subseção 3.4.2 foi capaz de eliminar os casos em que o fluxo de vento em larga escala era demasiadamente não uniforme, passamos nessa fase a contar com um banco de dados de setores de frentes oceânicas juntamente com o escoamento do ar sobrejacente. Esse escoamento deve ser homogêneo, à exceção da perturbação induzida pelo gradiente de TSM. A forma como o vento dentro da camada limite atmosférica responde à presença das frentes oceânicas depende, entre outros fatores, do seu escoamento relativo à frente (CHELTON *et al.*, 2004). A resposta da atmosfera deve mudar se o vento cruza a frente oceânica do seu setor quente para o frio, do frio para o quente, ou se sopra paralelamente à frente. Assim, além da separação das frentes pelas áreas propostas na seção 3.1, temos aqui mais uma subdivisão baseada no sentido relativo do escoamento atmosférico com respeito a frente oceânica.

Para isso, em cada composição "frente/vento", nós calculamos o produto escalar entre cada vetor $\vec{V_{i,j}}$ obtido pelo escaterômetro e o vetor unitário na mesma direção do gradiente de TSM no ponto da observação do vento. Procedemos então a média desses valores, como mostra a equação 3.8:

$$V_{\nabla T} = \left\langle \vec{V_{i,j}} \cdot \frac{\nabla T_{i,j}}{|\nabla T_{i,j}|} \right\rangle . \tag{3.8}$$

Devemos lembrar que a rotação de todas as frentes foi feita de modo que as maiores temperaturas estivessem ao norte no novo sistema de coordenadas. Assim,

quando $V_{\nabla T} >> 0$ temos o caso I em que o vento sopra do setor frio para o setor quente, quando $V_{\nabla T} << 0$ temos o caso II do vento cruzando a frente do setor quente para o frio, e $V_{\nabla T} \approx 0$ temos o caso III com o vento soprando paralelo a frente. Tal separação de casos recupera o conceito de advecção fria (caso I) e quente (caso II) também explicada por Acevedo *et al.* (2010). Cabe aqui definir o quão postivo $V_{\nabla T}$ deve ser para que a composição "frente/vento" seja classificada no caso I, o quão negativo para o caso II e o quão próximo de zero para o caso III. Após a análise de algumas situações e considerada a ordem de grandeza das perturbações esperadas definimos, que os limites para cada caso seriam:

$$\begin{aligned} \textbf{Caso I} &\rightarrow V_{\nabla T} > 1 \text{ m/s.} \\ \textbf{Caso II} &\rightarrow V_{\nabla T} < -1 \text{ m/s.} \\ \textbf{Caso III} &\rightarrow -1 \text{ m/s } \leq V_{\nabla T} \leq 1 \text{ m/s.} \end{aligned} \tag{3.9}$$

Finalizado o agrupamento das composições de acordo com sua área geográfica e caso, nós calculamos as componentes do vento paralela e perpendicular à frente para cada uma delas. Mais uma vez recorremos ao conceito de setores exibido na figura 3.7 e explicado na subseção 3.4.1. Dentro de cada setor nós definimos que a direção paralela à frente seria apontada pela mediana da derivada provida pelo cálculo da *spline* naquele trecho, e automaticamente a direção perpendicular também estaria definida. A separação das componentes perpendicular e paralela por setores era necessária, uma vez que as frentes oceânicas, em geral, não possuem curvatura constante. Dentro de cada setor calculamos a componente paralela média do vento e a componente perpendicular média, esclarecendo, agora, a necessidade de garantirmos o número mínimo de vetores no procedimento explicitado na seção 3.4.1. A significância estatística da média está atrelada a um número suficiente de

vetores. Possuindo as componentes médias, elas foram subtraídas das componentes correspondentes em cada ponto que havia informação de vento. Dessa forma buscamos inferir de forma estatisticamente consistente a perturbação ocasionada pela presença da frente no escoamento do vento.

Após esse procedimento passamos a dispor de um campo de anomalia espacial do vento em duas direções muito especiais, $\vec{V_t}$ no sentido transversal a frente oceânica, e $\vec{U_l}$ no seu sentido colateral. Nós então calculamos o divergente dado apenas por $\vec{V_t}$ e o rotacional dado por $\vec{U_l}$. Escolhemos a direção perpendicular para o cálculo do divergente porque é esperado que o escoamento é acelerado ou freado a depender do sentido que cruza a frente. Consequentemente, o estiramento ou achatamento da coluna de ar dentro da camada limite marítima deveria produzir vorticidade. Nós pudemos mensurar a circulação produzida calculando o rotacional de $\vec{U_l}$ por considerarmos que tal circulação está especialmente associada ao cisalhamento da componente paralela à frente. Calculados $\vec{V_t}$, $\nabla \cdot \vec{V_t}$, $\vec{U_l}$, $\nabla \times \vec{U_l}$, nós interpolamos essas grandezas para uma malha regularmente espaçada com 12.5 km de distância entre os pontos de grade, com a origem no ponto médio da frente oceânica. Nessa malha, foram mantidos como válidos, apenas os pontos que originalmente contavam com a informação dos 4 quadrados vizinhos, ou sobre o próprio ponto.

Precisávamos assegurar que a metodologia descrita era capaz de extrair a perturbação do escoamento total. Se a divergência do escoamento estivesse majoritariamente associada à componente $\vec{V_t}$ das perturbações e o rotacional à componente $\vec{U_l}$, provavelmente os campos escalares derivados dessas componentes guardariam semelhança com seu respectivo par derivado do vento total. Além disso, $\vec{V_t}$ e $\vec{U_l}$ também estariam ligadas ao campo de vento puramente divergente e ao campo de vento

puramente rotacional, respectivamente. Tais campos vetoriais são o resultado da decomposição de Helmholtz, que postula que todo campo vetorial cuja a vorticidade e divergência possuam potenciais, pode ser escrito como a soma entre um campo vetorial não-divergente e um campo irrotacional (ZDUNKOWSKI; BOTT, 2003). Nós então procedemos o cálculo dessas grandezas para um subconjunto das composições vento/frente a fim de realizar a comparação entre os campos. É esperado que no sistema de coordenadas rotacionada $\vec{U_l}$ tenha o mesmo sentido da componente zonal de $\vec{V_{rot}}$ e que $\vec{V_t}$ tenha o mesmo sentido da componente meridional de $\vec{V_{div}}$.

Os dados do QuikSCAT vêm distribuídos em uma matriz cuja colunas guardam referência à distância *along-track* e as linhas guardam a referência *cross-track* com relação a faixa (*swath*) iluminada pelo escaterômetro. Assim, os pontos com dados de vento formam eixos perpendiculares entre si, invariantes à rotação que fizemos nas coordenadas. Com isso, é possível obter facilmente o rotacional e o divergente do vento total $\vec{V}$. Uma vez obtidos, esses escalares foram interpolados para a mesma malha sobre a qual as componentes da perturbação do vento e suas e variáveis derivadas haviam sido interpoladas anteriormente. Pelo teorema de Helmholtz, o vento puramente divergente pode ser descrito pelo gradiente de um campo escalar, ao qual chamamos potencial de velocidade χ, e o divergente dado pelo laplaciano de χ. Utilizando esse mesmo teorema, tem-se que o rotacional é dado pelo laplaciano de um escalar chamado de função corrente Ψ. Chegamos, então, ao seguinte sistema de equações:

$$\begin{aligned} \nabla^2\Psi &= \left(\nabla \times \vec{V}\right)_z \\ \nabla^2\chi &= \nabla \cdot \vec{V} \end{aligned} \tag{3.10}$$

Para resolver as equações do sistema 3.10 nós utilizamos um algoritmo iterativo aplicando o método de Jacobi com condições de fronteira constante nas bordas do subdomínio retangular delimitado pela região da frente. A velocidade potencial χ, e a função de corrente Ψ, podem assim ser determinadas a menos de uma constante. A equação 3.11 foi aplicada para o cálculo do vento puramente divergente e do vento puramente rotacional. Essa equação utiliza o gradiente e o gradiente perpendicular sobre o potencial de velocidade e sobre a função corrente, respectivamente. Portanto, é apenas a diferença dos escalares que importa.

$$\begin{aligned} \vec{V}_{div} &= \nabla\chi \qquad \vec{V}_{rot} = \nabla_{\perp}\psi = \hat{k} \times \nabla\psi \\ u_{div} &= \frac{\partial\chi}{\partial x} \qquad\qquad u_{rot} = -\frac{\partial\Psi}{\partial y} \\ v_{div} &= \frac{\partial\chi}{\partial y} \qquad\qquad v_{rot} = \frac{\partial\Psi}{\partial x} \end{aligned} \tag{3.11}$$

O cálculo de χ, Ψ, $\vec{V}_{div}$ e $\vec{V}_{rot}$ foi feito apenas para um subconjunto de frentes em função do tempo computacional necessário para convergência do método de Jacobi. Já os campos escalares e vetoriais associados às perturbações inferidas pelas componentes espacialmente anômalas foram construídos para todas composições vento/frente ao longo da série de 8 anos de dados.

3.5 Inferência das correntes oceânicas superficiais na interface frontal

Apesar das observações de vento do escaterômetro serem referenciadas a 10 metros, a escolha deste nível está muito mais relacionada a uma convenção do que ao significado físico das medidas efetivamente tomadas pelo radar. As observações me-

teorológicas de vento são referenciadas a 10 metros através da assunção que este tem um perfil vertical logarítmico dentro da camada limite, e daí para fins de comparação é útil que o escaterômetro tenha suas medidas fornecidas neste mesmo nível.

Todavia, uma vez que o espalhamento e reflexão do sinal do radar é feita pela superfície do mar encrespada pelo vento, a seção reta de espalhamento medida pelo radar, σ_0, está diretamente relacionada à tensão exercida pelo vento nos primeiros centímetros da interface oceano-atmosfera e não com o vento a 10 metros. Mais do que isso, a tensão superficial do vento sobre a água do oceano é ocasionada pelo movimento relativo entre os dois fluidos, de forma que apenas em um oceano em repouso as medidas estariam refletindo somente a velocidade do vento.

Na maioria das vezes as velocidades no oceano são entre uma ou duas ordens de grandeza inferiores à velocidade do vento, e para fins práticos o efeito das correntes oceânicas nas medidas de vento pode ser desprezado. Porém, em algumas situações especiais é possível utilizar as medidas do escaterômetro para obter informações sobre o campo de velocidade no oceano. Esse campo deve aparecer como um resíduo das medidas de vento, especialmente em regiões onde há relativa variabilidade da intensidade e direção das correntes em uma pequena área. Assim, as variações espaciais das medidas de σ_0 e, por conseguinte, das medidas de vento, estarão relacionadas ao movimento do oceano subjacente, uma vez que o escoamento do ar é, via de regra, aproximadamente uniforme para sistemas atmosféricos muito maiores que as feições oceânicas de mesoescala.

Essa é a ideia em que se baseia a metodologia proposta por Cornillon e Park (2001) para recuperar as informações sobre o campo de velocidade superficial do oceano em um vórtice através dos dados do escaterômetro. Toma-se a média do

vento ao longo da área da feição calculando a anomalia do vento com relação a média em cada ponto, que é então projetado em um sistema de coordenadas mais adequado. Como um teste inicial, nós conseguimos reproduzir essa metodologia para um vórtice desprendido da corrente norte do Brasil, que é exibido nas figuras 3.8 e 3.9. Nesse exemplo, o escoamento do vento era suficientemente homogêneo, de forma que o resíduo das medidas do escaterômetro tinham claro senso de giro oposto ao vórtice subjacente. Mesmo que simplista, pode-se dizer que se trata de uma medida de movimento relativo. A projeção da velocidade azimutal multiplicada por -1 mostrou:

1. sentido de rotação consistente no interior do vórtice
2. magnitudes de velocidade azimutais consistentes com a literatura
3. variação radial das velocidades azimutais esperadas

Inicialmente, devemos considerar que obtivemos sucesso na aplicação da metodologia proposta por Cornillon e Park (2001) em um vórtice oceânico com contraste térmico muito pequeno com seu entorno. Tratava-se de um vórtice de mais de 200 km de diâmetro e com diferença média de temperatura de 0.5°C entre seu interior e as águas externas. Assim, dentro do vórtice tínhamos um campo de TSM relativamente uniforme, de forma que o campo de vento se manteve homogêneo. Como consequência, a perturbação na medida do campo de vento foi apenas resultado da diferença do movimento relativo entre o ar e oceano promovido pela corrente superficial radialmente variante.

Todavia, quando o gradiente de TSM é considerável, o efeito cinemático do movimento relativo pode ser excedido pela perturbação de origem térmica. Em um

trabalho posterior (PARK *et al.*, 2006), os mesmos autores inferiram as correntes superficiais levando em conta as diferenças de TSM através da borda de vórtices. Eles encontraram velocidades que diferiam das esperadas quando só se assumia o efeito do movimento relativo.

As frentes oceânicas, além de não apresentarem forma geométrica regular como a dos vórtices, exibem variação na intensidade das correntes em uma pequena área. Além disso, os efeitos da mudança da TSM sobre o escoamento atmosférico devem ser significativos, tal qual verificado por Park *et al.* (2006). Assim, a inferência das velocidades tangenciais ao longo das frentes oceânicas necessitou de algumas adaptações na metodologia. Como estamos interessados em inferir as correntes através do efeito cinemático das medidas do escaterômetros, precisamos escolher situações em que o efeito térmico do gradiente de TSM seja minimizado. Os eventos classificados como caso III descrito na seção 3.4.3 mostram-se potenciais candidatos. Uma vez que o escoamento do ar nesses casos é aproximadamente paralelo à frente, espera-se que a efeito do movimento do oceano nas medidas de vento seja mais significativo que sua assinatura térmica.

Apesar de restringirmos os eventos àqueles de escoamento aproximadamente paralelo às frentes oceânicas, esperávamos ter dificuldade de isolar as perturbações de origem térmica no momento do cômputo dos resíduos do vento. Nesse momento, os resíduos encontrados devem ser de origem cinemática para inferência das correntes. A estratégia utilizada foi calcular o resíduo do vento sobre o lado quente da frente separadamente do resíduo sobre o lado frio. De modo diverso ao vórtice testado em que o escoamento do ar era homogêneo sobre toda região, nas frentes oceânicas podemos observar flutuações no fluxo quando o ar cruza regiões termicamente con-

trastantes. Calculamos a média do vento dentro de 2 janelas de 50 km na dimensão transversal a frente e 125 km na direção colateral. A posição da frente oceânica foi usada como separação entre as duas janelas. Observe que elas têm a dimensão zonal maior que a meridional, já que o enfoque aqui é o efeito cinemático. Além disso em função da dimensão horizontal da janela, apenas as frentes maiores que 125 km terão a velocidade da corrente inferida.

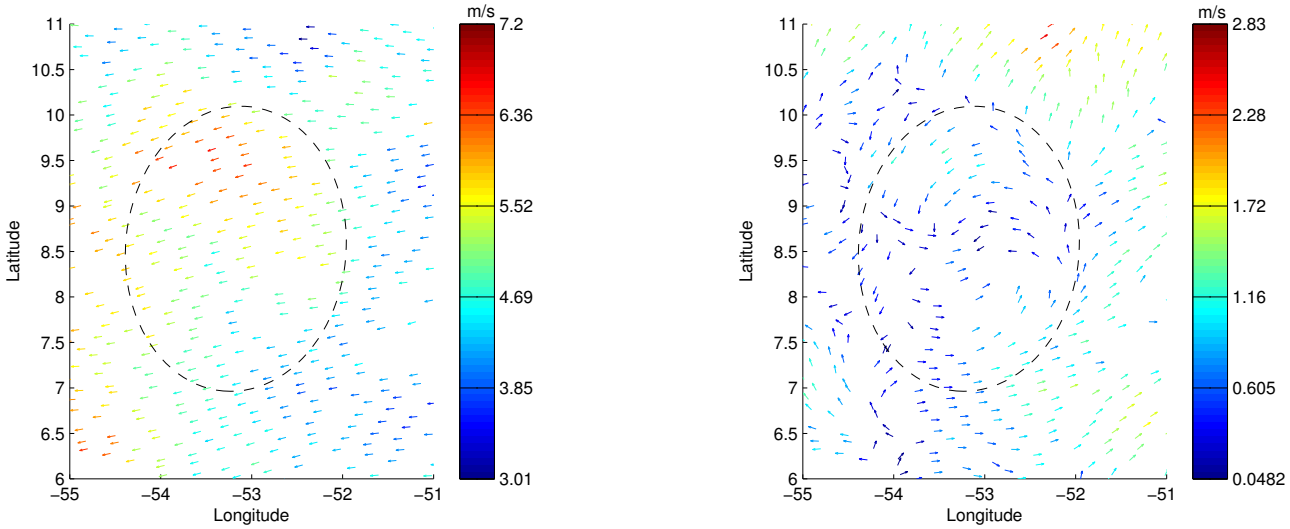


Figura 3.8: Exemplo do teste feito com aplicação da metodologia de Cornillon e Park (2001) no o processamento de uma passagem do QuickScat sobre um vórtice desprendido da corrente norte do Brasil. O painel da esquerda mostra os vetores vento e a elipse a área do vórtice. O painel da direita mostra os mesmos vetores subtraídos do vetor vento médio dos pontos internos ao vórtice. O resíduo das medidas de vento tem claro sentido de giro anti-horário, oposto à circulação anticiclônica do vórtice (o vórtice está ao norte do equador).

3.6 Escalonamento Multidimensional

Ao longo de 8 anos de dados, foi selecionado uma ampla variedade de casos, com frentes oceânicas de diferentes comprimentos e com intensidades do gradiente

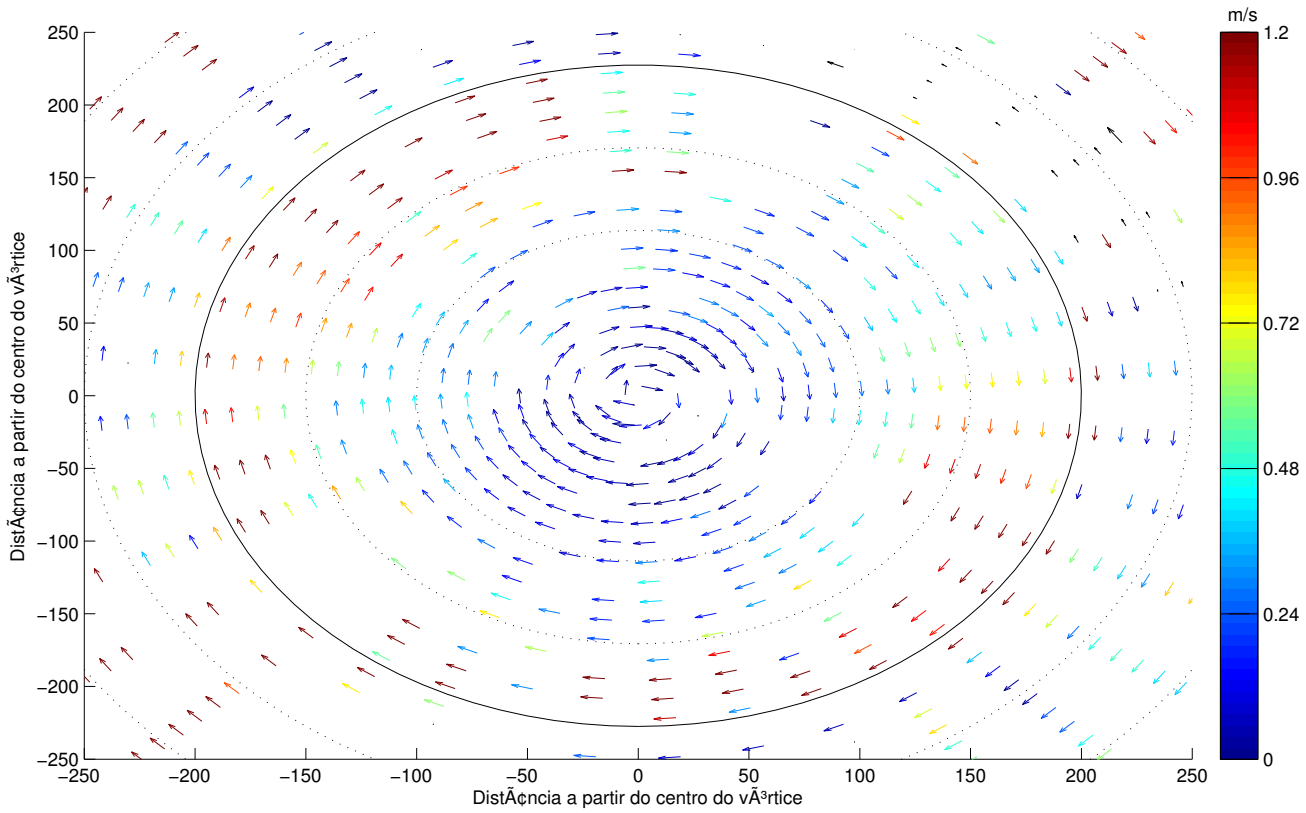


Figura 3.9: Projeção azimutal do campo do desvio do vento com relação a média (multiplicado por -1). Os vetores em preto possuem direção oposta à direção esperada para corrente. O resíduo das medidas de vento está associado ao campo de velocidade do vórtice, aumentando sua magnitude do centro para a borda da feição.

de temperatura variantes dentro dos limiares estabelecidos na seção 3.3. Foram separadas as frentes oceânicas por áreas geográficas e nestas áreas foram agrupadas de acordo com os três diferentes casos descritos na seção 3.4.3, recordando-os: vento cruzando a frente do setor quente para o frio, no sentido inverso e soprando paralelamente à frente oceânica. Faz-se necessária a aplicação de uma ferramenta capaz de extrair as similaridades presentes na estrutura espacial do conjunto de pares formados por frente oceânica e perturbação atmosférica.

Para compreensão da técnica aplicada, vamos tornar o problema mais simples e utilizar uma situação unidimensional hipotética como exemplo. Nessa situação, os sistemas de coordenadas através dos quais cada frente oceânica foi "horizontalizada" está rotacionado e deslocamos a origem dos eixos de referência fixada no ponto médio de cada frente. Então, desejamos avaliar o padrão médio de uma variável escalar qualquer, Φ, medida ao longo de cada uma das frentes. Estamos interessados em estudar um processo físico que julgamos impactar a variável Φ, que por sua vez também é influenciada por outros processos devem ser isolados. Agora, superada a questão das distintas orientações, ainda temos um vasto conjunto de frentes de diferentes extensões, essa situação é ilustrada nas figura 3.10.

Nós desejamos encontrar qual é a distribuição média de Φ ao longo dessas frentes. Para isso, os sistemas serão escalonados de acordo com seu comprimento e organizados de forma que haja uma correspondência entre a posição dos setores. Podemos imaginar que as frentes serão empilhadas de forma que possamos tomar médias entre todos os entes. Nessa situação, os setores próximos dos pontos médios terão maior quantidade de dados, pois todas as frentes, de maior ou menor extensão,

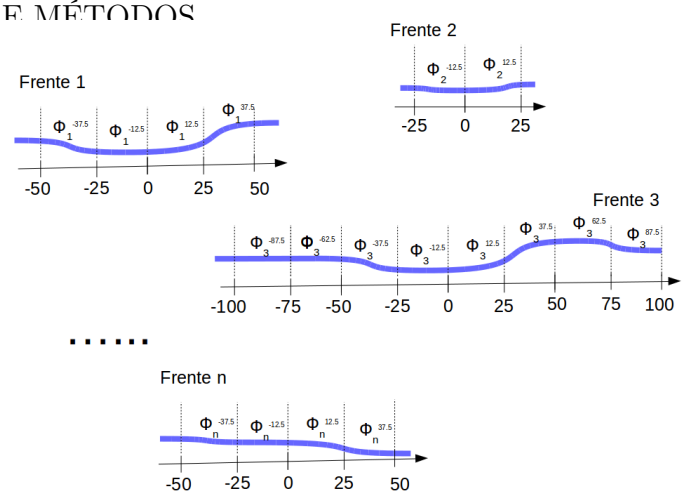


Figura 3.10: Esquema idealizado com um conjunto de n frentes após terem sido rotiacionadas de forma a ter a mesma orientação. Ao longo de cada frente foi medido um escalar Φ definido no ponto médio de cada setor de 25 km computados a partir do ponto médio de cada frente.

contribuirão com informação nessa faixa. Conforme nos afastamos do ponto médio, apenas as frentes com maior comprimento fornecerão dados. Nós arbitramos que as médias só seriam estatisticamente robustas se computadas a partir de pelo menos 100 observações. Esse processo está esquematizado na figura 3.11.

Mesmo que em algumas situações, determinados setores de frentes individuais não exibam claramente um valor de Φ coerente com o processo físico analisado, ao tomarmos a média de um grande número de casos, se esse processo físico for relevante para variável estudada, tais situações serão neutralizadas. Contudo, não espera-se encontrar em um caso individual o comportamento exato apresentado na média, pois a variável Φ está sujeita a outros processos que introduzem flutuações em suas medidas. Se o processo físico estudado for relevante para Φ, esperamos que ao voltarmos à natureza e tomarmos uma nova amostra, a nova média encontrada seja próxima da obtida anteriormente. O parâmetro estatístico que mede esse tipo dispersão é o desvio padrão da média $\bar{\sigma} = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$, sendo σ o desvio padrão amostral e n o número de observações da amostra. Se desejamos diminuir $\bar{\sigma}$ pela metade,

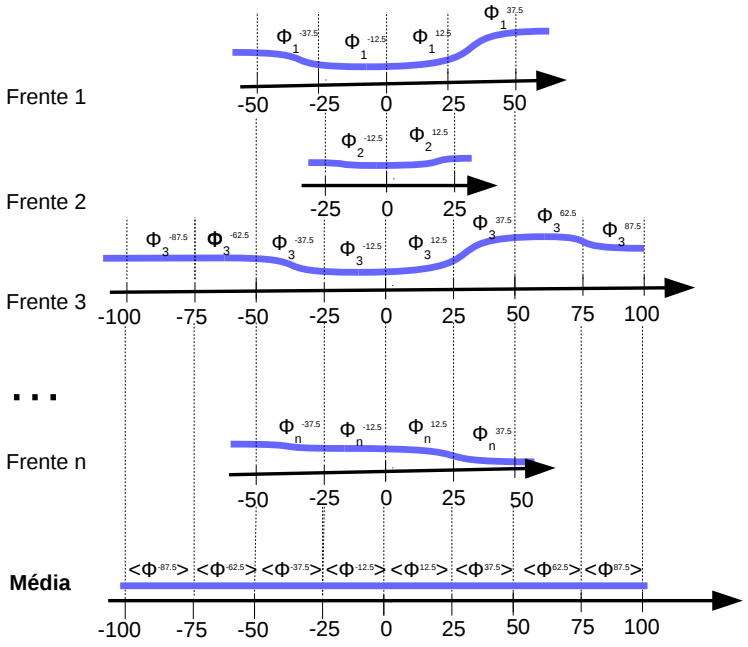


Figura 3.11: As n frentes são organizadas e escalonadas segundo sua dimensão, permitindo que tomemos médias de Φ para cada setor referenciado a partir de sua distância ao ponto médio da frente.

devemos quadruplicar o tamanho da amostra $(4n)$, indicando ser esse um processo custoso.

Abandonando nosso exemplo hipotético unidimensional e trazendo essa discussão para o real problema apresentado nesse trabalho, passamos a lidar com campos bidimensionais escalares e também vetoriais. Os campos vetoriais já foram decompostos em direções especiais com orientação paralela e transversal a cada frente, assim não há nenhuma dificuldade adicional se trabalharmos com suas componentes. A ideia do escalonamento feito para a variável genérica unidimensional Φ é agora transferida para duas dimensões nos campos interpolados das componentes normal e paralela das perturbações no campo de vento, divergência e vorticidade associadas às componentes ($\vec{V_t}$, $\vec{U_l}$, $\nabla \cdot \vec{V_t}$ e$\nabla \times \vec{U_l}$, seção 3.4.3) e às correntes superficiais inferidas (secão 3.5).

Uma ilustração conceitual em três dimensões é exibida na figura 3.12. Matematicamente esse processo é realizado organizando os dados em um *array* de 3 dimensões. A dimensão i dada pelo tamanho da maior frente detectada, a dimensão j fixa em 21 pontos, equivalente aos 250 km espaçados a cada 12.5 km na direção transversal a frente, e a dimensão k dada pelo número de frentes. Cada fatia 2D do *array* é preenchida com dados de uma frente, mantendo vazios os pontos que estão além dos limites da frente correspondente a fatia em lide. Por fim, as médias são calculadas na direção k.

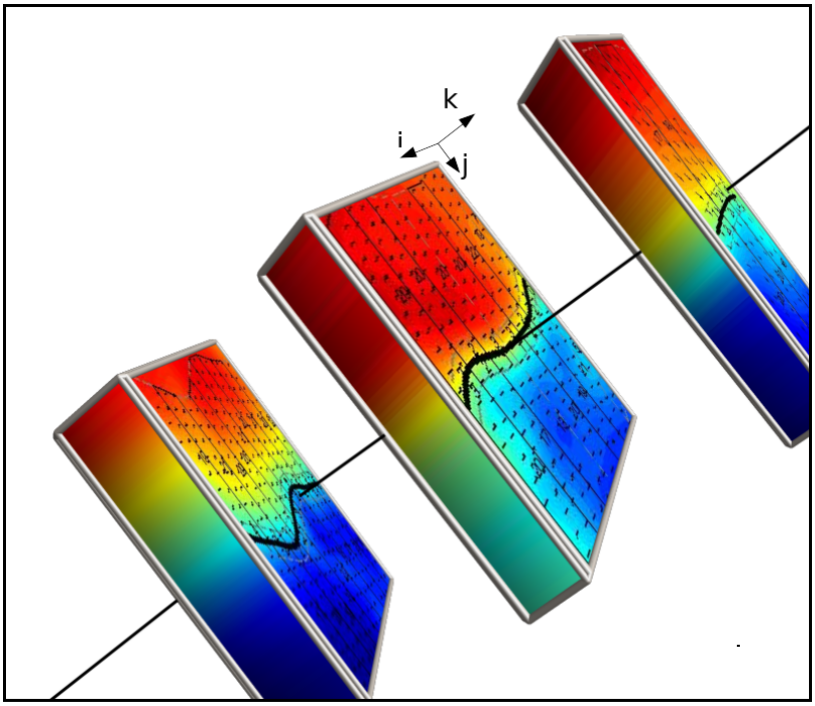


Figura 3.12: Ilustração conceitual de como os conjuntos frente oceânica/vento são organizados em um *array* de 3 dimensões. A dimensão i corresponde à direção paralela às frentes, a dimensão j corresponde à direção transversal e a dimensão k separa frentes distintas. As médias são tomadas na dimensão k.

Dessa forma, construímos um esquema médio capaz de representar o efeito da presença da frente oceânica no escoamento atmosférico e mensurar a relação entre o gradiente de TSM e a divergência/rotacional produzida pela perturbação no campo

de vento. As estapas de processamento apresentadas desde a seção 3.4 até este ponto são apresentadas esquematicamente no fluxograma da figura 3.13.

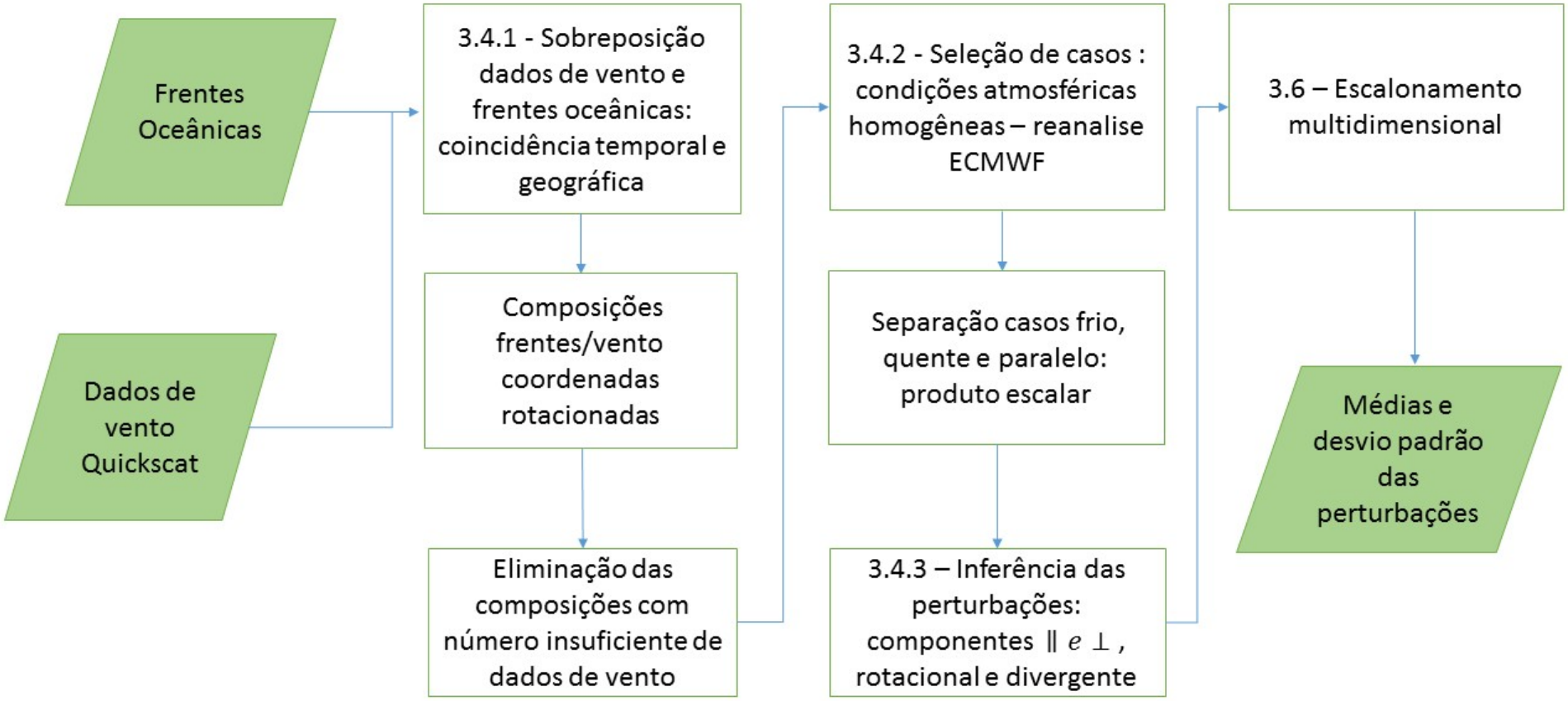


Figura 3.13: Fluxograma apresentando esquematicamente as etapas de processamento descritas entre as seções 3.4 e 3.6.

4. Resultados e discussões

4.1 Gradiente de TSM e a Detecção de Frentes Oceânicas

Nós apresentamos um método de detecção de frentes oceânicas extremamente ligado a presença de gradientes de TSM. O algoritmo de Canny é matematicamente preciso, uma vez que a identificação dos máximos locais é feita a partir de critérios exatamente definidos. Ainda assim, a técnica é passível de críticas, já que os limiares de seleção do gradiente são definidos pelo usuário. Nesse trabalho, tornamos a escolha de tais limiares menos discricionária através de argumentos estatísticos vinculados ao caráter turbulento de formação das frentes oceânicas. Isto posto, cabe proceder a análise dos campos de frentes oceânicas detectadas associados aos campos de gradiente horizontal de TSM derivados do conjunto OSTIA.

A figura 4.1 exibe as médias sazonais dos campos diários de gradientes horizontais de TSM derivados do conjunto OSTIA tomada ao longo dos 8 anos da série temporal desse trabalho, entre 1999 e 2007. Esses campos mostram que em todas as estações do ano a maior parte do Atlântico Sudoeste apresenta gradientes médios inferiores a $0.02°/km$. Já os maiores valores de gradiente estão ao longo das frentes oceânicas e sistemas discutidos na seção 3.1: a FP e a FSA, a FST, a corrente das

Malvinas, a confluência Brasil-Malvinas, a FCB e a frente interna da CB no litoral sudeste.

O campo de frequência de detecção de frentes é apresentado na figura 4.2 . Esse campo indica a fração percentual do número de vezes que cada ponto de grade foi assinalado como frontal pelo algoritmo de Canny por estação do ano. É possível observar um grande vazio no campo, onde nenhuma frente foi detectada. Esse vazio está associado à maior parte do oceano onde os gradientes de temperatura são pequenos, em média inferiores a $0.02°/km$. Por outro lado, não por acaso é justamente dentro das regiões definidas na figura 3.2 que observamos as maiores frequências de detecção de frentes. Tais regiões foram definidas em acordo com a sabida posição das zonas frontais no Atlântico Sudoeste. Embora os maiores valores de frequência pareçam baixos (no máximo 12%), devemos lembrar que as frequências foram calculadas para cada pixel individualmente, em conjunto eles indicam a presença constante de frentes em cada região.

Assim, passamos a discutir as características apresentadas no campo de gradiente e frequência de detecção derivados do OSTIA individualmente para cada subárea . Ressaltamos que o objetivo dessa discussão é verificar se os campos sazonais médios dentro do lapso temporal desse trabalho reproduzem os aspectos já observados com respeito as zonas frontais.

4.1.1 Região 6 - FP e FSA

No limite sul do nosso domínio (região 6 na figura 3.2), mais exatamente ao sul de $47°S$ entre $35°W$ e $55°W$, nós observamos uma região com valores de gradiente

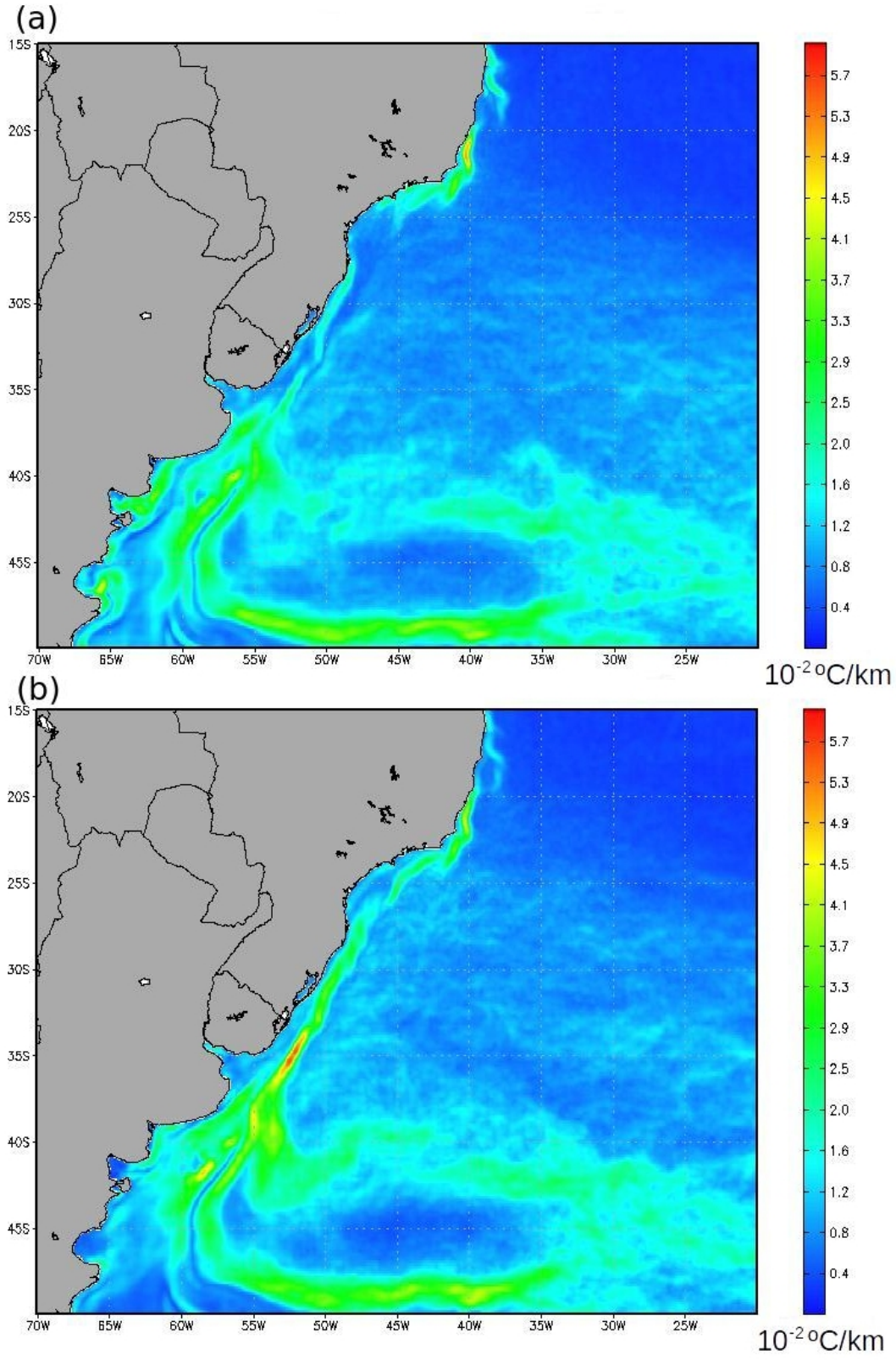


Figura 4.1: Campos exibindo a magnitude do gradiente horizontal de temperatura sazonal médio em °C/Km derivado dos dados OSTIA ao longo dos 8 anos de dados OSTIA para cada estação do ano: a) verão, b) outono, na próxima página c) inverno e d) primavera.

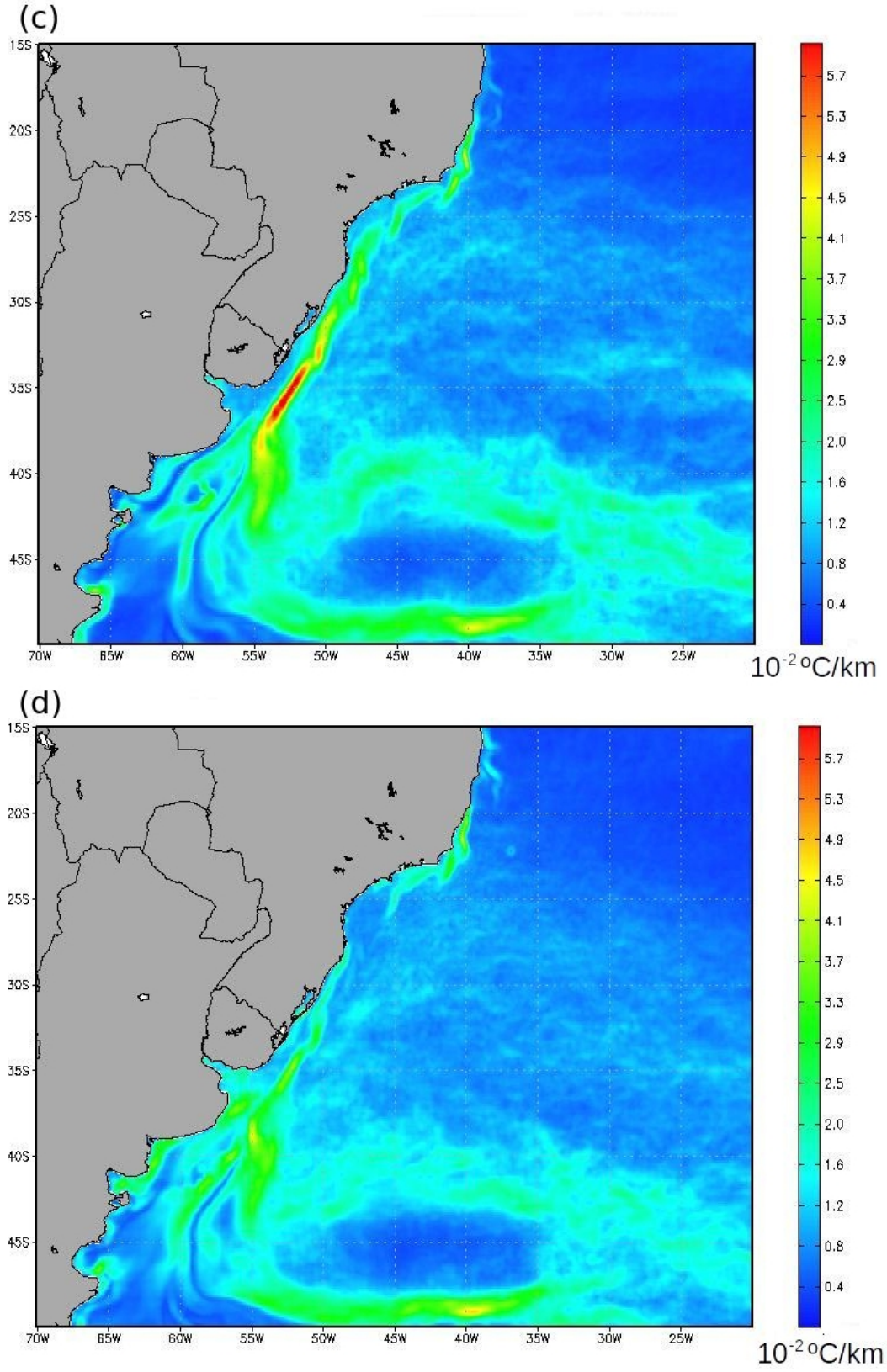


Figura 4.1: Continuação

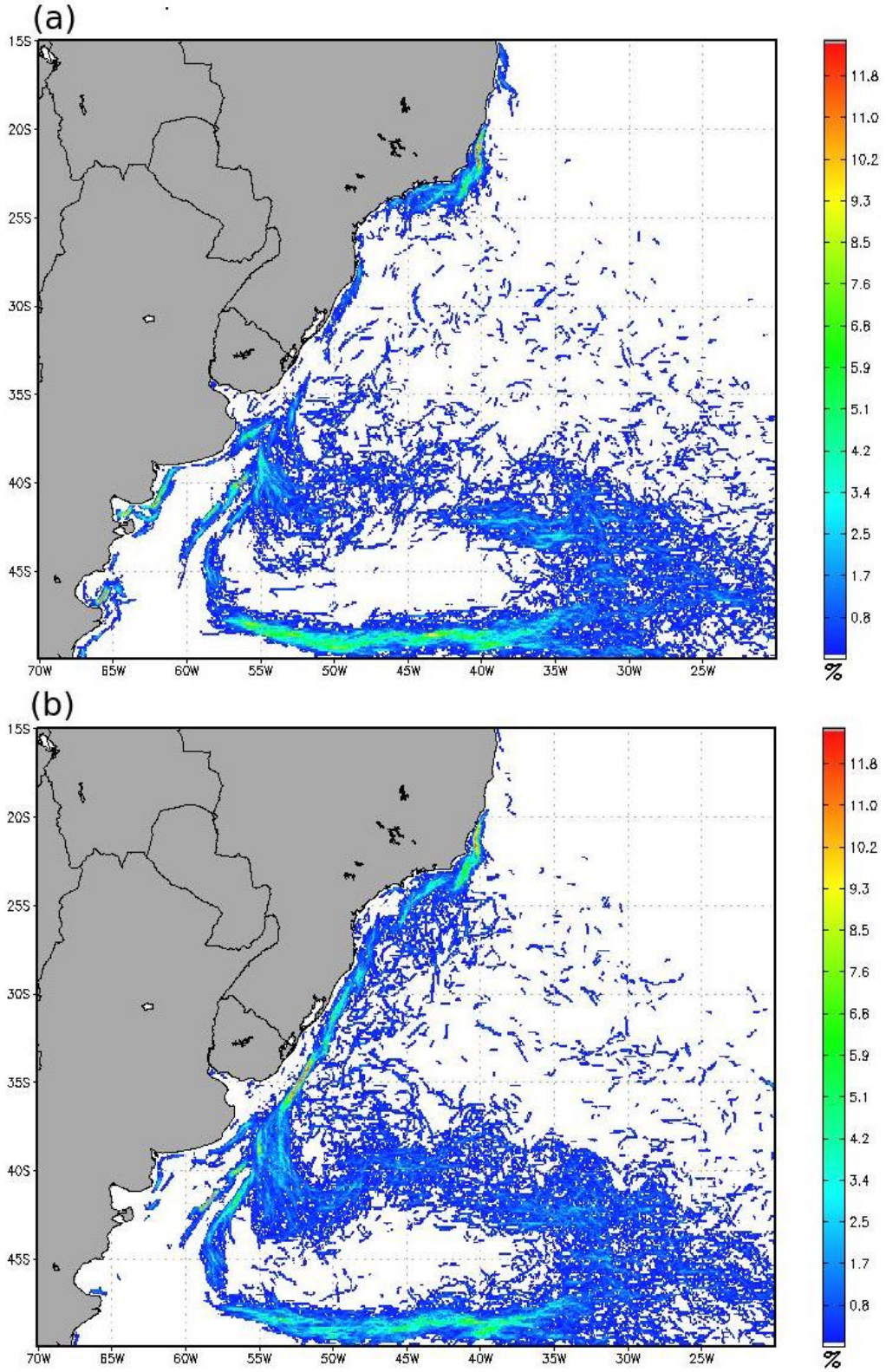


Figura 4.2: Campos exibindo a frequência percentual de detecção das frentes oceânicas ao longo dos 8 anos de dados OSTIA utilizando algoritmo de Canny sobre o Atlântico Sudoeste para cada estação do ano: a) verão, b) outono, na próxima página c) inverno e d) primavera.

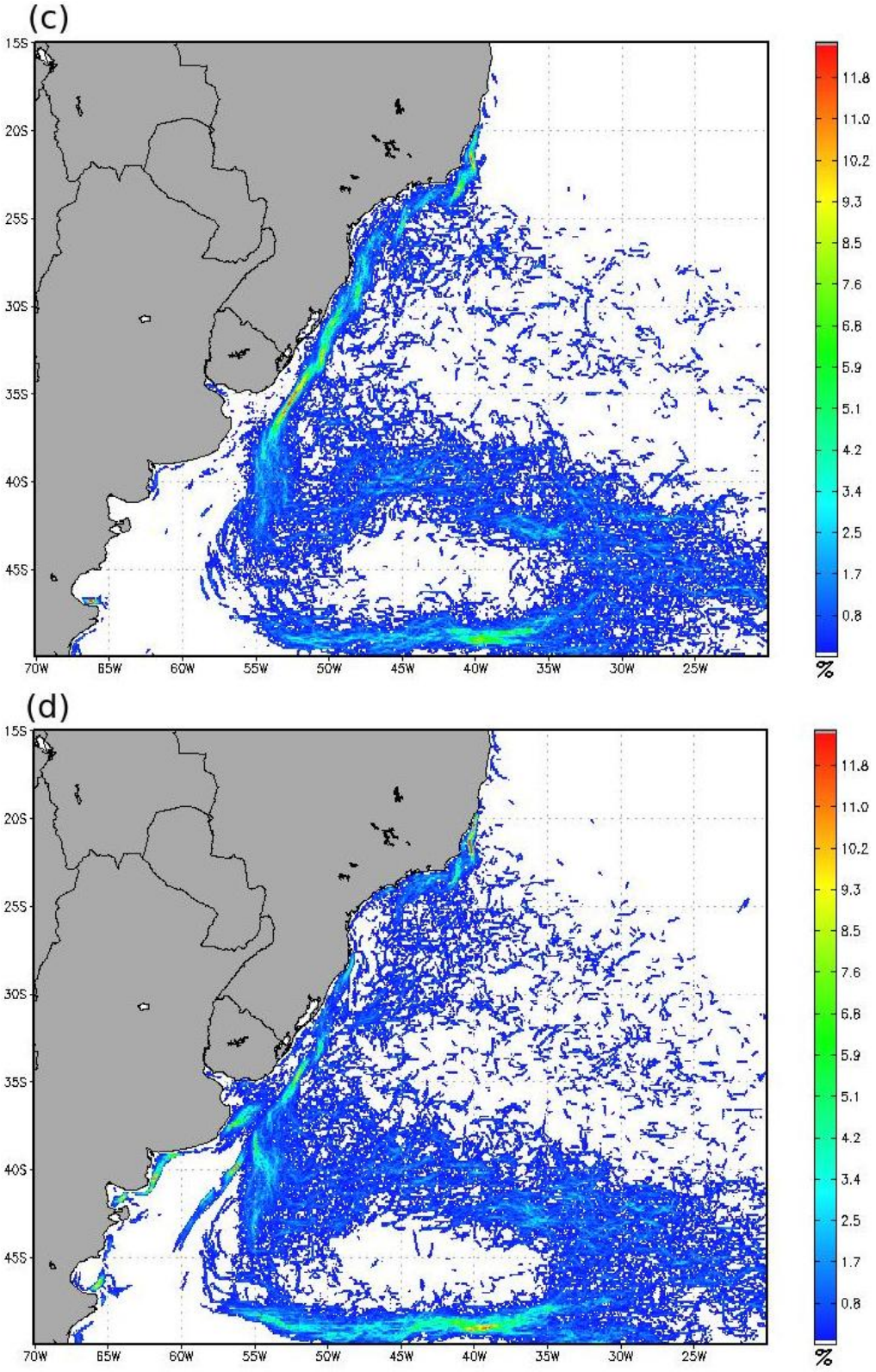


Figura 4.2: Continuação

superiores a $0.03°C/km$ com máximo em torno de $40°W$ e $45°W$, onde o módulo do gradiente atinge mais de $0.04°C/km$. É a região do Atlântico Sudoeste onde climatologicamente se localizam as FSA e FP, e onde também diferentes estudos apontam que em alguns setores elas estão em sobreposição formando um único jato. Deduzimos que a área de máximo gradiente médio é o reflexo da região de coincidência dessas frentes, concordando com a localização encontrada por Peterson e Whitworth (1989) usando dados de cruzeiro e imagens de TSM de sensores infravermelho e por Gille (1994) usando dados de altimetria. Esse último estudo também indica que essas frentes podem distar apenas 55km entre si nessa região. Tal resultado aliado ao conhecimento prévio de que a FSA não é bem reconhecida no campo superficial de temperatura podem explicar porque não distinguimos entre si as duas frentes nos campos sazonais de gradiente médio de TSM do OSTIA.

A comparação entre as estações do ano mostra que a faixa de maiores gradientes associados a essas duas frentes exibe um diminuto deslocamento meridional sazonal médio, visualmente inferior a 0.25°. O quase confinamento meridional da FP e FSA ao leste de 050W no Atlântico Sudoeste foi também observado em trabalhos como de Moore *et al.* (1999). Tal comportamento é atribuído à influência da batimetria, o platô das Malvinas constringe a posição dessas frentes através da vorticidade potencial ambiental dada pela topografia de fundo.

Similarmente, a magnitude do gradiente médio apresenta pouca mudança ao longo do ano, apenas seu núcleo de máximo ($> 0.045\ C°km^{-1}$) é acentuado do inverno para primavera. Contrariamente, o campo de frequência de detecção de frentes exibe variação sazonal sobre essa região. Nós observamos que, dentro da região 6, as frentes oceânicas são detectadas com maior frequência no verão. Vol-

tando para figura 4.1, a ampliação da área de maiores gradientes médio de TSM no setor 6 durante o verão não parece justificar a prevalência de frentes detectadas nessa estação. Tomada a média geométrica da magnitude do gradiente dentro dos limites do setor 6, há uma variação de 3% no gradiente de TSM entre o verão e o inverno. Comparativamente, há uma redução de 34% na frequência de detecção de frentes dentro dessa região entre as mesmas estações.

Nós atribuímos essa assimetria à variação sazonal do nível de suavização introduzida nos dados OSTIA tal qual discutido na seção 3.2.1.1. A faixa latitudinal da região 6 é afetada pelos sistemas atmosféricos transientes de latitudes médias, de forma que está frequentemente sujeita a cobertura de nuvens. Esses sistemas passam com menor frequência e durante o verão (MENDES *et al.*, 2010), fazendo com que mais dados de sensores infravermelhos estejam disponíveis para a sistema de assimilação do conjunto OSTIA durante essa época do ano. Como consequência, dados de maior resolução são inseridos no conjunto fazendo com que os gradientes de TSM sejam menos suavizados. Este parece ser o motivo pelo qual o algoritmo de Canny detectou mais frentes oceânicas na região 6 durante o verão.

4.1.2 Entre as regiões 5 e 6 - Anticiclone Zapiola

Na região ao norte da área 6, correspondente às FSA e FP, e ao sul da área 5, correspondente à FST, a figura 4.1 exibe valores médios sazonais de gradiente de TSM comparativamente muito baixos com relação às zonas frontais limítrofes a essa região. Coerentemente, ali existe um grande vazio nos campos sazonais de frequência de detecção de frentes apresentado na figura 4.2.

À primeira vista pode parecer desnecessária a menção de uma região sem frentes. Entretanto, essa característica observada nos nossos resultados apresenta clara associação espacial ao anticiclone Zapiola (DEWAR, 1999). Este é uma feição oceanográfica quase-permanente de forte circulação anti-horária sobre uma anomalia topográfica formada por deposição sedimentar na bacia argentina, a elevação Zapiola.

Saraceno *et al.* (2009) sustentaram que o anticiclone Zapiola faz a mistura de águas contrastantes no Atlântico Sudoeste e que sua maior variabilidade é dada em baixas frequências, pouco sinal de variabilidade é captado em períodos sazonais ou intra-sazonais. Tal mistura pode explicar os valores mais baixos de gradiente médio que obtivemos através do conjunto OSTIA, bem como a tendência de variação em longo termo explicaria a estacionariedade sazonal que obtivemos nessa área.

4.1.3 Região 5 - FST

Diferentemente do setor 6, o setor 5 do nosso domínio não apresenta uma faixa contínua de valores elevados de gradiente médio de TSM. A figura 4.1 mostra que na região da FST temos uma faixa zonal segmentada com áreas de maior gradiente médio ($> 0.03\ C°km^{-1}$) intercalada com outras de menor valor. Nós atribuímos esse comportamento a maior variabilidade turbulenta da corrente do Atlântico Sul, a faixa de latitude desse setor é um corredor de vórtices oceânicos. Ao tomarmos a média do gradiente não enxergamos os sistemas transientes restando apenas o sinal mais fraco do regime com maior perenidade, a corrente do Atlântico Sul.

Os campos médios sazonais do gradiente de TSM também permitem inferir que a FST tem maior deslocamento meridional ao longo do ano. Se na figura 4.1 pudermos associar a FST à região de máximo gradiente dentro do setor 5, então, observaremos que ela se encontra mais ao sul na primavera/verão e mais ao norte no outono/inverno. A posição do máximo de gradiente chega a variar aproximadamente 6° de latitude. Como discutimos na seção 3.1 a FST é localizada na de região máxima convergência de Ekman dirigida pelo rotacional positivo do vento. Estudos como de Burls e Reason (2006) mostram que o deslocamento da FST possivelmente acompanha a posição da borda sul da alta subtropical do Atlântico Sul. Em termos médios, esse anticiclone atmosférico desloca-se para sul no verão e para norte no inverno. Dessa forma, a variação latitudinal sazonal média inferida a partir dos dados OSTIA deve estar relacionada ao mecanismo encontrado por Burls e Reason (2006). A magnitude do gradiente apresenta a mesma variação sazonal, sendo mais intenso no outono e inverno. O campo de frequência de detecção das frentes apresentado na figura 4.2 acompanha esse comportamento ao longo da região 5. É possível notar uma rarefação das frentes detectadas durante o verão. Tal variação sazonal ao longo desse eixo frontal é consistente com Gordon e Greengrove (1986), que observaram uma mudança sazonal na temperatura das águas subantárticas advectadas para norte pela corrente das Malvinas.

4.1.4 Região 4 - CM

Na região 4, correspondente à CM, o campo médio de gradiente de TSM apresenta dois eixos paralelos com orientação SSW-NNE em torno dos quais se concentram os maiores valores de magnitude de gradiente. Esses dois eixos estão separados

por uma estreita faixa de valores relativamente mais baixos de gradiente. O eixo oeste corresponde a CM formada pela incursão para norte da CCA após a passagem do Drake que segue bordeando a plataforma argentina. O eixo leste corresponde a retroflexão da corrente, que muda de sentido na região da confluência com a CB, passando a seguir para sul até virar para leste dando origem a FSA.

Os campos médios de gradiente não nos permitem precisar a latitude média de separação da CM, pois seu limite norte se confunde com a área de confluência entre a CM e a CB. Os dados OSTIA indicam que a magnitude do gradiente ao longo da CM, excetuando-se a área da confluência que será tratada a seguir, tem mínimo no inverno.

Vivier e Provost (1999) observaram que o fluxo da CM ao longo da plataforma não aparenta possuir ciclos anuais ou semianuais, mas que, entretanto, há uma concentração de energia em períodos de 135 dias. Por outro lado, segundo esses autores, o fluxo transversal à costa apresenta claro ciclo anual associado à posição da FSA. Nós supomos que essa variabilidade é evidenciada na alteração sazonal da magnitude do gradiente inferida através dos dados OSTIA. Ao verificar a região 4 no campo de frequência de detecção de frentes exibido na figura 4.2, notamos que seu comportamento acompanha o campo de gradiente médio em cada estação. Nesse campo, nós também observamos dois eixos frontais separados por uma região onde não foi detectada nenhuma frente. Tais eixos são equivalentes a CM e sua retroflexão discutidas logo acima.

4.1.5 Região 3 - Confluência Brasil-Malvinas

A área da confluência apresenta gradientes médios mais intensos em todo domínio. Isso se verifica especialmente durante o outono e o inverno, quando os valores máximos de gradiente médio superam $0.05°C/km$. Essa configuração parece refletir o processo investigado por Lima *et al.* (1996). Os autores explicaram que durante o inverno a região torna-se sujeita a intensos ventos de SW que produz um transporte para norte e em direção a costa. Como resultado, a ressurgência na quebra da plataforma é realçada e ocorre uma forte intrusão de águas mais frias ao longo da linha do talude. Ao mesmo tempo, as águas quentes da CB continuam a fluir para SW formando-se uma intensa frente oceânica na quebra da plataforma continental essa época do ano. Já no verão, o regime de vento de NE produz fluxo para sul e em oposição à costa, deslocando a ressurgência da região da quebra para sobre a plataforma e assim desfazendo o mecanismo de formação da zona frontal.

Mais ao sul, na região da confluência propriamente dita ($\pm 38°S$), observamos um gradiente relativamente constante ao longo do ano com valores superiores a $0.03°C/km$, a exceção do inverno em que a área com valores superiores $0.04°C/km$ é ampliada. Através de simulações numéricas confrontadas com observação, Wainer e Gent (2000) mostram que o fluxo da CB na região da confluência é mais intenso no verão austral e se enfraquece no inverno, e oposto ocorre na CM. Infere-se que esse descompasso nos fluxos é a razão pela qual o gradiente de TSM dessa região se apresenta quase uniforme ao longo do ano no conjunto OSTIA. Ainda assim, o campo sinaliza a tendência de relativa intensificação do gradiente no inverno, que embora não citado explicitamente pelos autores, pode ser inferido a partir da climatologia

de TSM por eles obtidas, que mostram isotermas ligeiramente mais apertadas nessa estação.

Por ser uma região onde há predominância dos fenômenos de mesoescala, com meandramentos e emissão de vórtices pelas correntes, é natural que a média não mostre claramente a posição da confluência. Todavia, percebemos que a região de máximo gradiente médio tem um ligeiro deslocamento para norte no inverno, enquanto afasta-se para sul no verão. Esse deslocamento meridional observado também é condizente com comportamento descrito na literatura.

O campo de frequência de detecção de frentes sobre a região 4 acompanha as características do gradiente médio aqui descritas. Destacadamente, observamos um aumento da frequência de detecção no inverno, que podemos associar aos dois processos descritos para essa região: a ressurgência na quebra da plataforma e a intensificação do fluxo da CM na região da confluência.

4.1.6 Região 2 - Porção Sul da CB

Seguindo para norte em nossa análise, encontramos a região 2. Essa é a região na qual dividimos o domínio de estudo que corresponde à porção sul da CB em seu trecho mais favorecido pelo regime de recirculação. Nessa área o gradiente médio de TSM apresenta seus maiores valores alinhados a quebra da plataforma, na posição climatológica da CB. A variação sazonal da magnitude do gradiente é também compreendida através do mecanismo de afloramento das águas mais frias explicitado por Lima *et al.* (1996) que já resumimos na subseção anterior. A frequência de detecção de frentes exibida para a região corrobora para associação que estamos

fazendo. Enquanto no inverno, podemos coligir a FCB média a partir da faixa contínua de pontos detectados como frontais, no verão essa faixa apresenta-se bastante fragmentada.

4.1.7 Região 1 - Frente interna da CB no litoral do sudeste

Ao longo da costa sudeste brasileira o campo de gradiente médio indica mais uma região de máximo relativo associada à FCB. Diferentemente da porção sul, nessa área os maiores valores de gradiente são observados no verão. Existem dois mecanismos que explicam essa característica, eles foram abordados na seção 3.1.

O primeiro, associado à ressurgência costeira, está ligado à predominância dos ventos que sopram de NE durante o verão nessa região. Essa é a direção favorável para o afloramento de águas mais profundas e mais frias. Durante o inverno, a passagem de frentes-frias atmosféricas pela região altera a direção do vento e interrompe o processo de ressurgência. Esse processo transparece nos campos de médio do gradiente de TSM no verão exibido na figura 4.1 e na maior frequência de detecção de frentes nessa mesma estação na figura 4.2.

O segundo processo independe da estação do ano. Campos *et al.* (2000) consideram que a ocorrência de meandros e vórtices na CB em função da mudança de orientação da costa e ao gradiente da topografia de fundo ao sul de Cabo Frio. Esses vórtices promovem o bombeamento de águas frias mais profundas para superfície que são empurradas para a plataforma. Esse processo parece explicar o gradiente médio que observamos na região 1 mesmo nas estações do ano em que o mecanismo de ressurgência não é tão eficiente. Por conseguinte, a frequência de detecção de frentes

na região se mostra persistente ao longo de todo ano, ainda que mais incidente no verão.

4.2 Contabilização das frentes oceânicas

Após termos aplicado o algoritmo de Canny em todo segmento temporal de 8 anos dados de TSM utilizado nesse trabalho, nós detectamos mais de 96 mil frentes oceânicas. Sendo realizada a sobreposição dos dados do escaterômetro coincidentes com cada uma dessas frentes, cujo campo de vento atendeu à todos os critérios estabelecidos na seção 3.4.1, contabilizamos exatas 42627 composições de frentes oceânicas/escoamento atmosférico. Essas composições se distribuíram pelas sub-regiões de acordo com o quantificado na tabela 4.1. Os números apresentados nessa tabela correspondem ao total de composições, anterior a eliminação dos setores das frentes-oceânicas em que o escoamento atmosférico de larga escala não era suficientemente uniforme, tal qual explicado na seção 3.4.2.

Podemos notar que nas regiões correspondentes à FST e às FSA e FP foi possível obter o maior número de composições. Naturalmente, por essas serem as maiores sub-regiões do domínio, obteve-se uma grande amostragem ao longo delas. Além disso, por serem regiões mais afastadas do litoral, essas áreas se beneficiaram de passagens do Quickstat que não são interrompidas pela linha de costa. As passagens do escaterômetro nas proximidades de frentes mais costeiras muita vezes não contavam com o número mínimo de vetores necessários para os cálculos estatísticos, e por isso foram excluídas. Ademais, as regiões 5 e 6 tem orientação zonal, fazendo com que o escaterômetro possa varrer sua extensão em diferentes faixas de longi-

Tabela 4.1: Distribuição da quantidade de composições formadas pela sobreposição dos dados de vento e frentes oceânicas de acordo com as regiões definidas na figura 3.2.

Região	Número de Composições : Frente Oceânica-Vento
1- Frente Interna da CB no litoral SE	1021
2 - Porção sul da CB	1561
3 - Confluência Brasil-Malvinas	3895
4 - FST	8120
5 - CM	1160
6 - FSA e FP	11646
Outros	15224

tude. Em especial, quanto mais ao sul, a convergência dos meridianos permite mais passagens ao longo da área.

4.3 Modificações no fluxo atmosférico superficial ao cruzar uma frente oceânica

Nessa seção damos início a discussão da essência desse trabalho, que é a investigação e quantificação das alterações médias que ocorrem no fluxo atmosférico ao transpor uma região oceânica que apresente intenso gradiente de temperatura confinado por uma frente oceânica. Inicialmente, nós selecionamos dois casos individuais demonstrativos. Para isso, tomamos 2 composições de frente oceânica/passagem do Quickstat em que o vento estivesse atravessando a feição em sentidos opostos: do

seu setor frio para o quente (exibida na figura 4.3), e do seu setor quente para o frio (exibida na figura 4.4). Vamos tratar o primeiro por caso I quente e o segundo por caso II frio.

Como discutido na seção 3.4.3, nós esperávamos que a presença do gradiente de temperatura na superfície sobrejacente, introduzisse perturbações no escoamento atmosférico. Para avaliar a magnitude dessas perturbações foi tomada a diferença do campo de vento com respeito sua média. O resultado desse processo no caso quente para a direção perpendicular a frente oceânica é exibido na figura 4.3[b]. O mesmo resultado para o caso frio é exibido na figura 4.4[b]. Note na figura 4.3[a] que no caso quente a componente do vento perpendicular à frente é positiva, muito embora a maior parte do escoamento seja quase paralelo a frente. Não escolhemos um caso especial, a ideia é exemplificar que com uma pequena componente do vento cruzando a frente, seus efeitos podem ser indentificados. Aqui, quando as perturbações da componente perpendicular à frente também forem positivas significa que houve uma aceleração do vento. De forma mais simples, quando tal componente apontar no sentido positivo de y o escoamento está mais rápido que a média. Já no caso frio, a componente meridional do vento, dada pelos eixos rotacionados, é negativa (figura 4.4[a]). De forma oposta, quando a perturbação dessa componente for positiva, o vento sofreu uma frenagem.

Continuando a análise conjunta de ambos casos, notamos que no caso I quente, há um padrão de divergência quando o vento cruza a frente de seu setor frio para o quente (figura 4.3[b]). De forma oposta, no caso II frio, quando o vento cruza a frente do seu setor quente para o frio observa-se convergência (figura 4.4[b]). Os vetores de perturbação perpendicular do vento mudam de sentido justamente

nas proximidades da linha de máximo gradiente de TSM, onde localizamos a frente oceânica. No caso I quente, a divergência parece estar associada a aceleração do vento, pois no setor quente os vetores perturbação da direção perpendicular são positivos. No caso II frio, a convergência deve estar relacionada a frenagem do vento, pois no setor frio os vetores perturbação perpendiculares a frente tem sinal oposto ao escoamento total.

A divergência e convergência do vento após cruzar a frente exibidas nas figuras 4.3[b] e 4.4[b], respectivamente, foram calculadas utilizando apenas a sua componente perpendicular. Seria o padrão apresentado um resultado artificial da decomposição do vento nas direções especiais dadas pela orientação da frente? Para tentar responder essa pergunta, analisemos as figuras 4.3[c] e 4.4[c]. Elas apresentam a divergência do vento total, e o vento puramente divergente ($\vec{V}_{div}$) calculados para cada um dos casos conforme exposto na seção 3.4.3. Deve-se manter o foco da análise nas áreas onde originalmente haviam vetores de vento. O processo de interpolação preenche as lacunas de dados, que nesse caso, apenas mantivemos para que os campos apresentados fossem mais didáticos e ilustrativos.

Nas figuras 4.3[c] e 4.4[c] o vento irrotacional guarda em si toda a divergência do escoamento. É possível notar um padrão muito semelhante entre a divergência total e a divergência dada pela componente perpendicular. Porém, o que chama mais atenção é a semelhança entre o campo da perturbação perpendicular e o campo do vento puramente divergente de cada caso. Existe uma grande coincidência entre a orientação dos vetores desses dois campos no sentido perpendicular à frente. Com isso, supomos que a maior parte da divergência inserida no escoamento advém de um processo ligado à frente oceânica. Nós verificamos essa semelhança em um número

maior de casos, contudo, o tempo necessário para a convergência do algoritmo usado no cálculo do potencial de velocidade (χ, equação 3.10) seguido do cômputo de $\vec{V}_{div}$ (equação 3.11) tornou impeditivo fazê-lo para todas as composições de frente/vento.

A mesma análise feita para as perturbações no campo de vento na direção perpendicular à frente também foi procedida para componente paralela. Ela é exibida nas figuras 4.3[d] e 4.4[d] para os casos I quente e II frio, respectivamente. O campo de rotacional da perturbação perpendicular não apresenta uma mudança tão clara como observamos no divergente da componente perpendicular. Todavia, é possível notar uma alternância de vorticidade positiva para negativa nas proximidades da frente no caso I quente, e de negativa para positiva no caso II frio. Por outro lado, as anomalias espaciais do vento perpendicular apresentam clara mudança de sinal quando o escoamento cruza a frente oceânica.

Cabe aqui pergunta semelhante a feita anteriormente, dessa vez sobre a escolha de uma direção privilegiada para o cálculo do rotacional. A resposta vem da análise das figuras 4.3[e] e 4.4[e]. Elas mostram o campo de vorticidade calculado para o vento total, e de onde derivamos o vento não-divergente. Os campos de vorticidade dados pela componente do vento paralela à frente e o dado pelo vento total são semelhantes entre si. Isso indica que o cisalhamento transversal da componente do vento paralela à frente é responsável por maior parte da circulação do escoamento. Quando comparamos o campo das perturbações paralelas com o escoamento não-divergente, percebemos a coincidência dos sentidos dos vetores colaterais à frente. Isso vale para ambos os casos. Mais uma vez, nós procedemos essa análise para outras composições. No caso do campo de vorticidade percebemos maior variabilidade no padrão de alteração do sinal do rotacional, especialmente no caso I quente. Em

geral, havia boa concordância entre os campos (d) e (e) de outras composições (não mostrado). Pelo mesmo motivo de tempo computacional, essa análise foi feita para um número limitado de composições.

A coerência entre os campos [b] e [c] e entre os campos [d] e [e] em dezenas de composições e casos distintos trouxe maior confiabilidade para inferência da circulação induzida a partir do campo de perturbação do vento nas direções paralela e perpendicular às frentes. Contudo, era inviável analisar individualmente a grande quantidade de campos gerados em busca de um padrão, haja visto o elevado número de composições frente/vento formados que contabilizamos na tabela 4.1. A partir disso, utilizamos o escalonamento multidimensional descrito na seção 3.6 para encontrar o padrão médio dessas variáveis, e então realizar considerações físicas que não nos permitimos fazer ao observar apenas 2 casos na presente seção.

4.4 Campos médios

4.4.1 Divergente da componente do vento perpendicular à frente oceânica e a perturbação da componente

Ao supor que os gradientes de temperatura na superfície do mar induziam em algum grau perturbações no escoamento atmosférico sobrejacente às frentes oceânicas do Atlântico Sudoeste, nós traçamos um paralelo com estudos e observações dessa interação ar-mar em outras zonas frontais do globo. Dessa forma, nós esperávamos encontrar um padrão de aceleração/divergência do vento ao cruzar frentes oceânicas

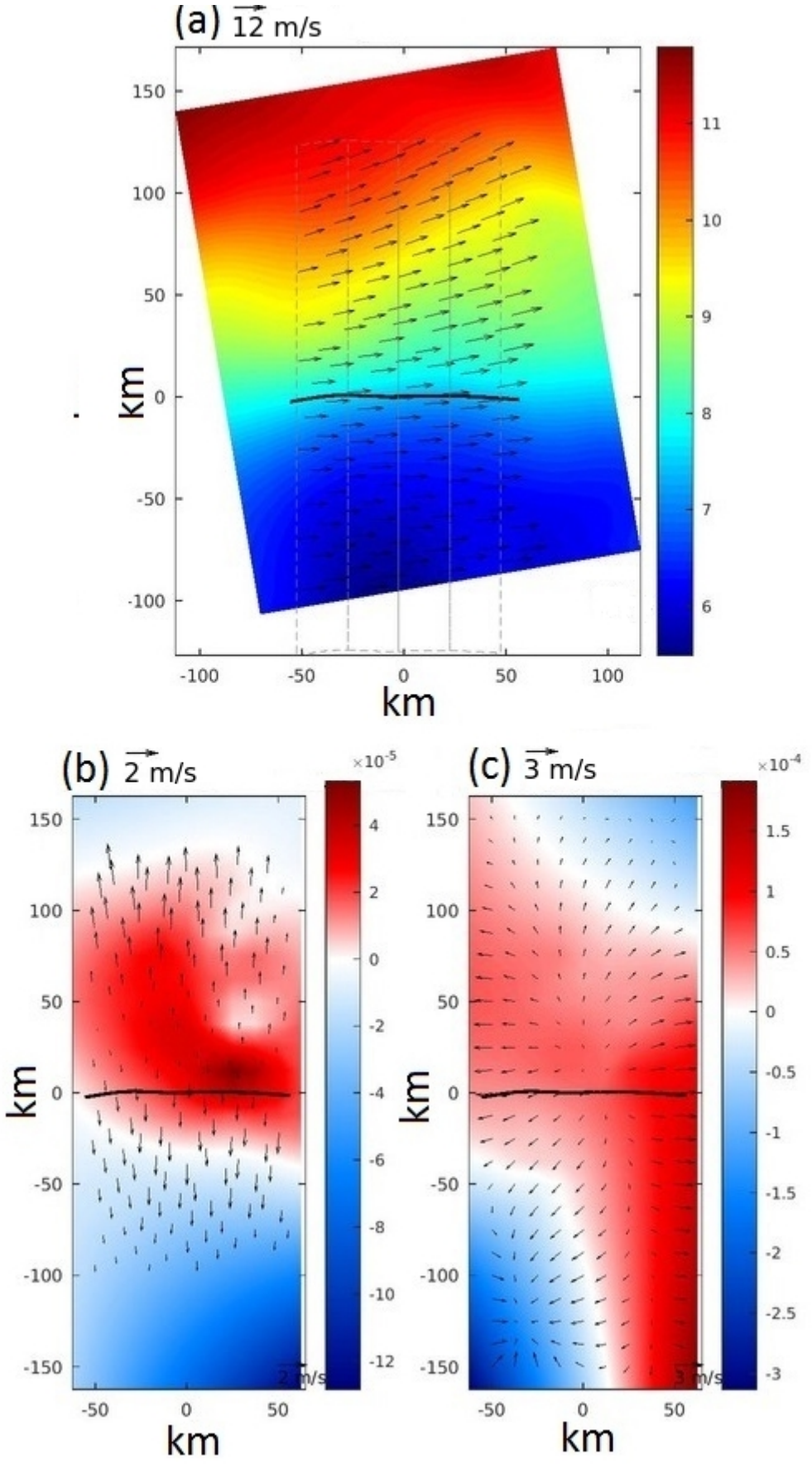


Figura 4.3: Caso I quente. (a)Composição de campo de TSM ($°C$) e dados de vento sobrepostos em uma região de frente oceânica em que o vento soprava do setor frio para o quente. (b) Perturbação do campo de vento na direção perpendicular à frente e divergente da componente perpendicular (s^{-1}). (c) Os vetores exibem vento irrotacional e o hachurado o divergente do vento total (s^{-1}). Painéis(d) e (e) na próxima página.

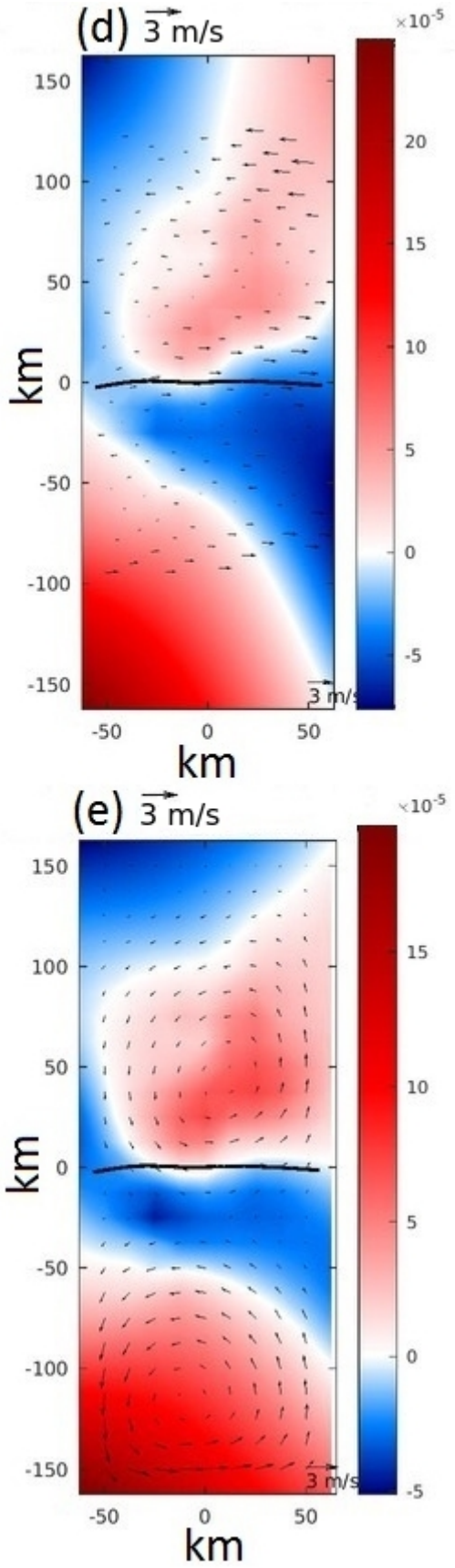


Figura 4.3: Continuação do Caso I quente. (d) Perturbação do campo de vento na direção paralela à frente e rotacional da componente paralela (s^{-1}). (e) Os vetores exibem vento não-divergente e o hachurado o rotacional do vento total (s^{-1}).

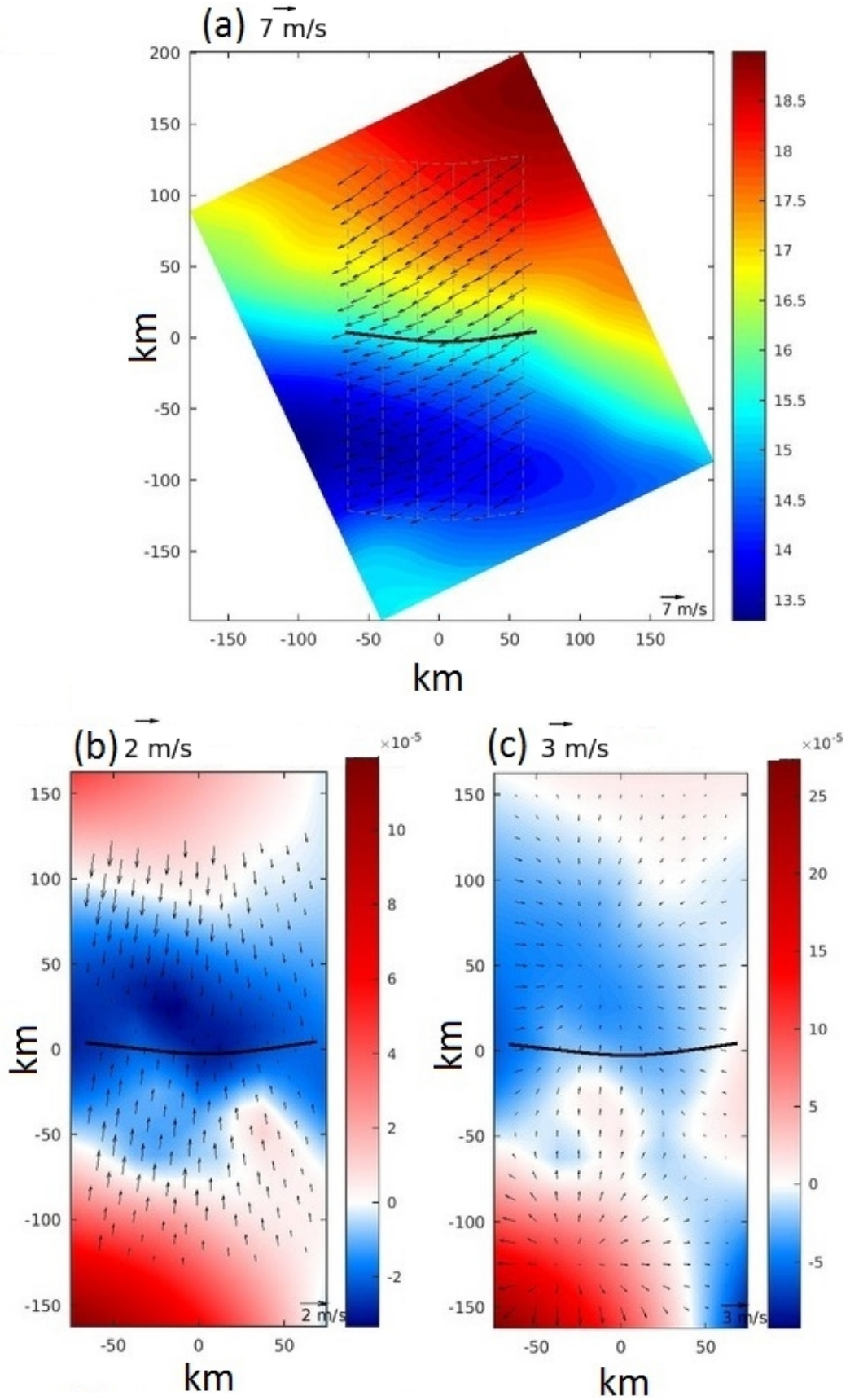


Figura 4.4: Caso II frio. (a) Composição de campo de TSM ($°C$) e dados de vento sobrepostos em uma região de frente oceânica em que o vento soprava do setor quente para o frio. (b) Perturbação do campo de vento na direção perpendicular à frente e divergente da componente perpendicular (s^{-1}). (c) Os vetores exibem vento irrotacional e o hachurado o divergente do vento total (s^{-1}). Painéis (d) e (e) na próxima página.

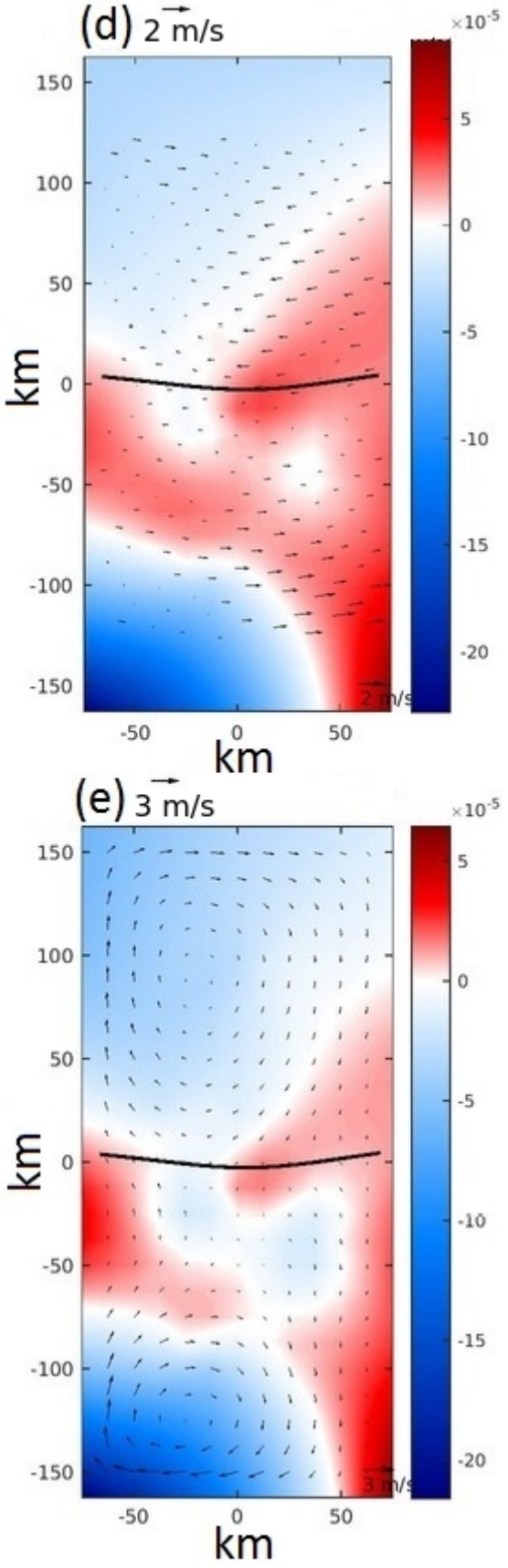


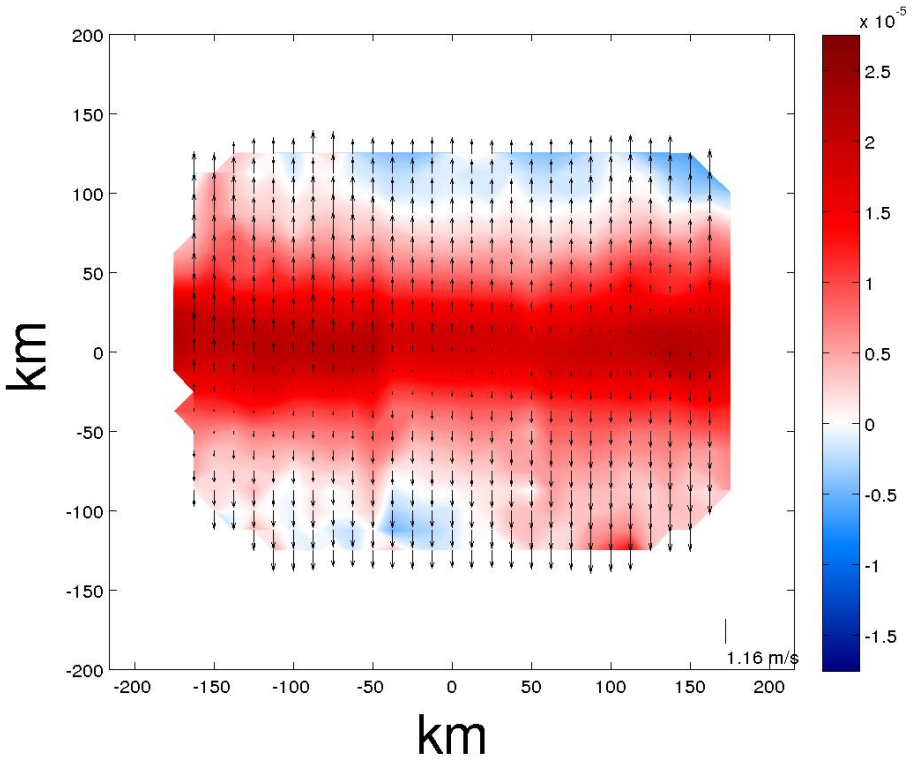
Figura 4.4: Continuação Caso II frio. (d) Perturbação do campo de vento na direção paralela à frente e rotacional da componente paralela (s^{-1}). (e) Os vetores exibem vento não-divergente e o hachurado o rotacional do vento total (s^{-1}).

do seu lado frio em direção ao quente, e um padrão oposto de frenagem/convergência do vento quando o escoamento se desse em sentido oposto.

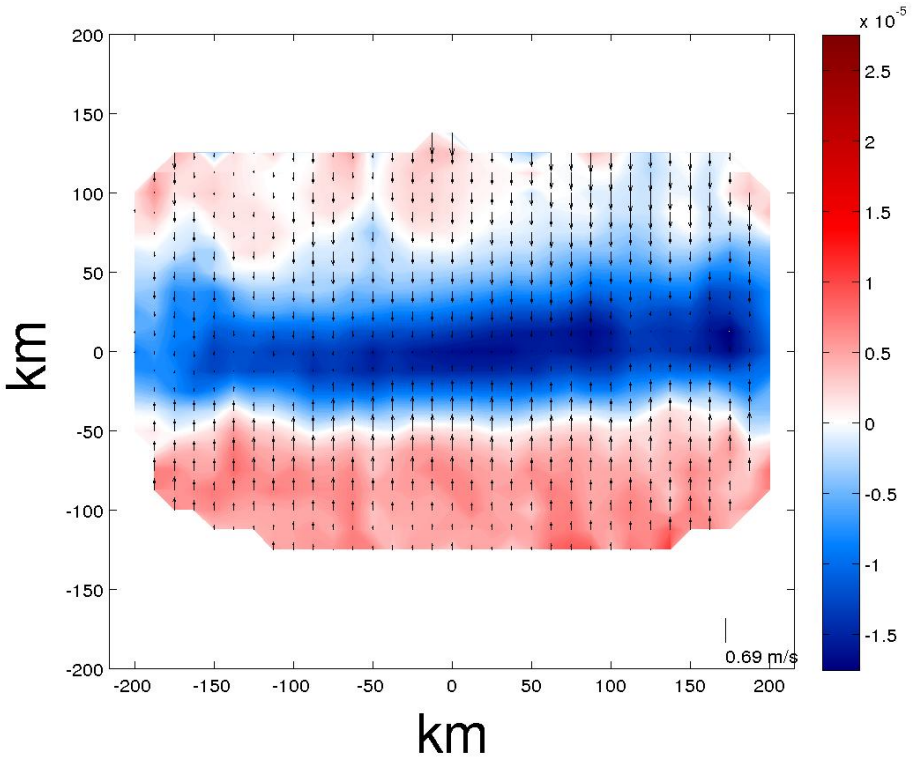
Nós sabemos que a validade desse modelo foi atestada em muitas situações em diferentes regiões do globo. Todavia, o grande desafio desse trabalho residia em verificar a sua consistência estatística. Isto é, se amostrássemos um número suficientemente grande de frentes oceânicas e fluxo atmosférico superficial, esse modelo ainda poderia descrever a maioria das situações observadas para o Atlântico Sudoeste? Uma vez que o padrão de interação fosse confirmado, seria possível estimar os valores médios de grandezas envolvidas e sua significância estatística?

Incialmente vamos responder essas perguntas para a região das FSA e FP. Para isso, vamos analisar o campo médio da divergência da componente do vento perpendicular às frentes oceânicas ($\left\langle \nabla \cdot \vec{V}_{\perp} \right\rangle$) que é exibida nas figuras 4.5[a] e [b]. A figura [a] mostra o padrão médio para os casos do tipo I quente e a figura [b] mostra o padrão médio para os casos do tipo II frio. Sobre o campo de divergência médio dessa componente, as figuras mostram o vetor perturbação médio do vento também na direção perpendicular ($\left\langle \vec{V_{\perp}}' \right\rangle$). Tais campos médios foram calculados usando o escalonamento multidimensional abordado na seção 3.6. Por esse motivo, os campos devem ser interpretados como se a frente oceânica média correspondesse a reta $y = 0$.

Após o processo de seleção de casos, tal qual descrito na seção 3.4.2, foram eliminadas as situações de escoamento atmosférico de larga escala não homogêneo. Com isso, os pontos melhor amostrados no espaço escalonado apresentado na figura 4.5 contaram com cerca de 1500 observações. Para um ponto atingir tal marca, 1500 distintas composições de frentes/vento devem fornecer informação sobre ele.

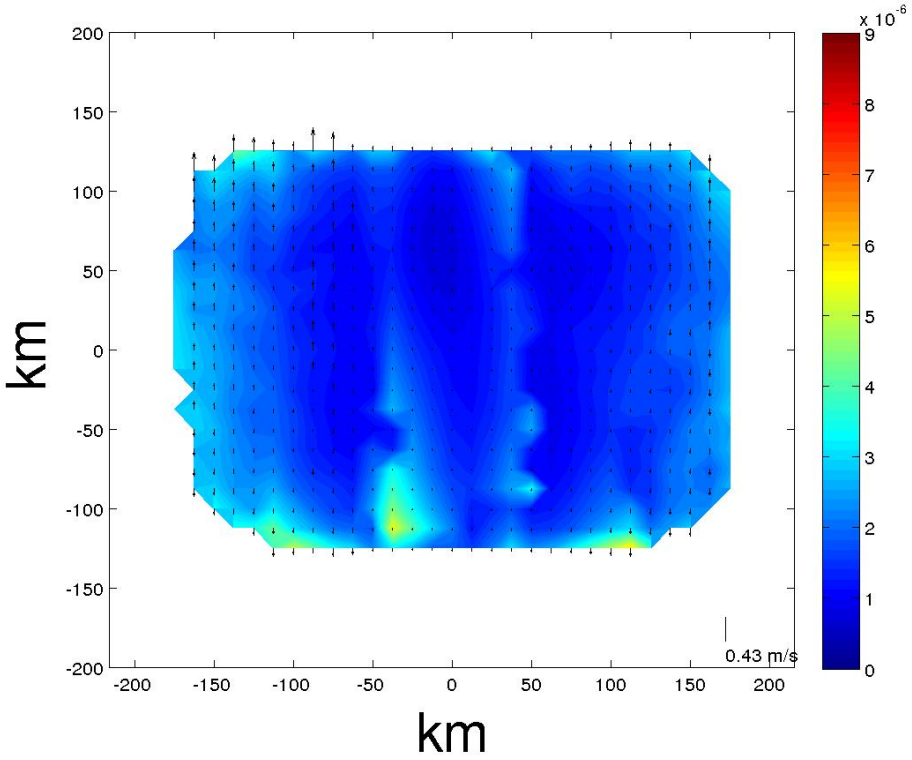


(a) Caso I quente

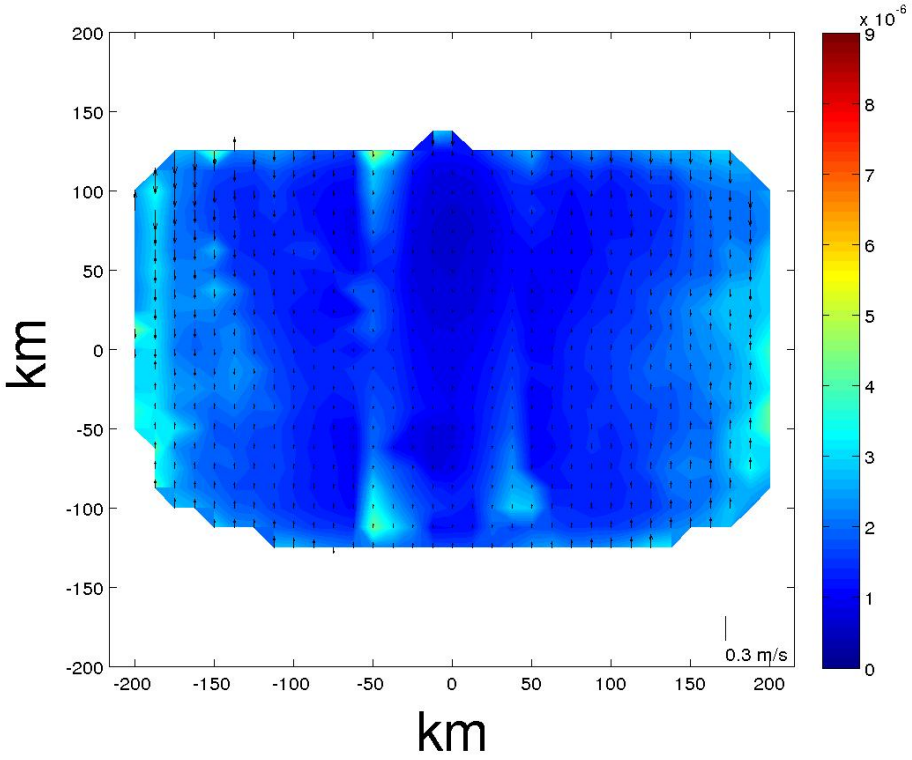


(b) Caso II frio

Figura 4.5: Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições na região da FSA e FP. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Divergência média da componente perpendicular do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. Painéis (c) e (d) exibidos na próxima página.



(c) Caso I quente



(d) Caso II frio

Figura 4.5: Continuação. (c) e (d) Desvio padrão da média do divergente (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b).

Segundo o critério estabelecido, os pontos com menos de 100 observações foram excluídos do cômputo da média. A região mais central dos campos apresentados é aquela que contou com o maior número de observações, pois ela se beneficiou dos dados coletados desde as frentes de menor extensão (com mínimo de 25 km) até as frentes de maior comprimento. Já os pontos nas bordas do espaço escalonado contam com menos informações para o cálculo das médias, pois somente as maiores frentes oceânicas contribuíram com dados para as extremidades dos campos. Essa constatação já havia sido intuída pelo esquema apresentado na figura 3.11.

No caso da região da FSA e FP, os padrões de aceleração/divergência e frenagem/convergência do vento foram reproduzidos nos campos médios calculados. Os resultados estavam em acordo com as situações de escoamento relativo à frente oceânica para os quais eram esperados.

4.4.1.1 Caso I Quente - Escoamento atmosférico fluindo do setor frio para o setor quente da frente oceânica

Observando com mais detalhe o campo médio para o caso I quente apresentado na figura 4.5[a], notamos que os vetores $\left\langle \vec{V_{\perp}}' \right\rangle$ mudam de sentido nas proximidades de $y = 0$, onde se encontra a frente oceânica escalonada. A perturbação tem sinal negativo onde $y < 0$, ou seja, na região de águas mais frias, e passa a ter sinal positivo quando o vento avança para o setor quente da frente oceânica. Como escoamento médio na direção perpendicular à frente tem sentido positivo, a média das perturbações mostra a aceleração do vento para esse caso.

O campo de $\left\langle \vec{V_{\perp}}' \right\rangle$ mostra que entre 75 km e 100 km de distância ao sul da frente escalonada, o vento é entre 0.7 e 1.0 m/s uniformemente mais fraco que a

média do vento perpendicular em toda região. Ao se aproximar da frente oceânica, ainda no setor frio, o vento continua mais fraco que a média. Porém, essa diferença vai diminuindo até que o vento se iguale a média quando está a menos de 25 km da frente. Vemos que a magnitude de $\left\langle \vec{V_\perp}' \right\rangle$ vai sendo reduzida à medida que o vento se aproxima da frente, mas seu sentido continua negativo, diz-se que a perturbação média está se tornando menos negativa. Portanto, o efeito médio da presença da frente oceânica já pode ser notado na aceleração gradual do vento já a 75 km de distância da feição oceânica ainda no setor frio.

Ao cruzar a frente, os vetores $\left\langle \vec{V_\perp}' \right\rangle$ muda de sentido, e sua magnitude cresce ao longo dos primeiros 50 km dentro de setor quente. Nesse caso, fica claro que o vento está sendo acelerado. Ao passar dos 50 km ao norte da frente, a magnitude de $\left\langle \vec{V_\perp}' \right\rangle$ para de crescer continuando positivas. Isso indica que o vento deixou de ser acelerado, chamamos a distância em que isso ocorre de comprimento de ajuste. Após essa distância o vento está entre 0.5 e 0.7 m/s mais rápido do que a média da região. Como as perturbações, tanto ao sul quanto ao norte da frente, são calculadas com respeito ao mesmo valor médio do setor meridional, é possível estimar que após o comprimento de ajuste do escoamento, o vento estará em média entre 1.2 e 1.7 m/s mais rápido do que antes de ser acelerado.

A aceleração do vento ao se dirigir do lado frio para o lado quente da frente oceânica se reflete no campo escalar $\left\langle \nabla \cdot \vec{V}_\perp \right\rangle$ Na figura 4.5 observamos o máximo de divergência do vento ao longo da linha frontal média $y = 0$, com valores entre 1.5 e 2.5 $\cdot 10^{-5} s^{-1}$ de divergente.

A fim de avaliar a significância estatística das médias computadas, o campo 4.5[c] mostra o desvio padrão da média do divergente ($\bar{\sigma}_{div}$), juntamente com vetores

cujas magnitudes indicam o desvio padrão da média das perturbações ($\bar{\sigma}_{|\vec{V'_\perp}|}$). As regiões mais afastadas do centro do campo escalonado apresentam os maiores valores de $\bar{\sigma}_{div}$ e $\bar{\sigma}_{|\vec{V'_\perp}|}$, pois foram os pontos que apenas receberam informações das frentes-oceânicas mais extensas, sendo menos amostrados. Se nos ativermos ao centro do espaço escalonado, veremos que onde a divergência tem seu máximo variando entre 1.5 e 2.5 $\cdot 10^{-5}s^{-1}$, $\bar{\sigma}_{div}$ é uma ordem de grandeza menor, variando entre 0 e 3.0 $\cdot$ $10^{-6}s^{-1}$. Podemos dizer que é improvável que a divergência ao longo da linha frontal tenha ocorrido ao acaso. Calculado o valor médio da divergência em um novo grupo amostral, temos 95% de confiança que a nova média estará em um intervalo de $\pm 2\bar{\sigma}_{div}$ da média que obtivemos anteriormente. Portanto, continuaremos a observar divergência média positiva ao longo da linha frontal.

Com relação $\bar{\sigma}_{|\vec{V'_\perp}|}$, observamos que ele tem um valor muito pequeno na parte central do campo escalonado,$\approx$ 0.02 m/s, indicado por vetores diminutos. Entretanto, a perturbação média da componente perpendicular do vento também é muito próxima de zero na região central, pois ela muda de sentido na região da frente, passando de ≈ -0.1 para $\approx +0.1 m/s$. Existe certo grau de incerteza associado às oscilações das frentes oceânicas de cada composição em torno de $y = 0$ no espaço de escalonamento. Todavia, os valores encontrados mostram que há grande probabilidade da mudança de sentido da perturbação do vento ocorrer em torno de $y = 0$, uma vez que dentro do intervalo de confiança de $2\bar{\sigma}_{|\vec{V'_\perp}|}$ a troca de sinal continua a ocorrer ali. Nos afastando da linha frontal, mas ainda no eixo central do campo, $\bar{\sigma}_{|\vec{V'_\perp}|}$ é sempre suficientemente inferior a magnitude da perturbação. Dessa forma, as inferências sobre regiões de aceleração e comprimento de ajuste do vento encontram suporte na relevância estatística das medidas das perturbações médias.

4.4.1.2 Caso II Frio - Escoamento atmosférico fluindo do setor quente para o setor frio da frente oceânica

Focando sobre o campo médio referente ao caso II apresentado na 4.5[c], observamos que os vetores que indicam $\left\langle \vec{V_\perp}' \right\rangle$ mais uma vez mudam de sentido em torno de $y = 0$, onde está localizada a frente média do campo escalonado. No caso II o vento médio flui no sentido negativo das ordenadas y, logo quando a perturbação for positiva houve uma frenagem do escoamento. Assim podemos perceber que a velocidade do escoamento sofre uma redução ao passar para o setor frio da frente oceânica.

Nós também notamos que, separadamente, a magnitude da perturbação média do vento é relativamente uniforme no lado quente e no lado frio. No caso anterior, nós podíamos notar uma mudança gradual da perturbação a medida que o vento se aproximava da linha frontal. Isso não é observado no caso II frio. Aparentemente, a perturbação no lado quente está uniformemente mais intensa, entre 0.2 e 0.4 m/s maior que a média do setor frontal. Ao mesmo tempo, a perturbação média do lado frio está uniformemente mais fraca, entre 0.2 e 0.4 m/s menor que a mesma média do setor. Isso sugere que o vento é freado entre 0.4 e 0.8 m/s ao atravessar do setor quente para o setor frio. Mais do que isso, a uniformidade das perturbações nos diferentes lados da frente em oposição a mudança gradativa que observamos no caso I sugere que essa frenagem se dá de forma mais brusca do que a aceleração que ocorre no caso quente. Isto é, o escoamento é desacelerado ao longo de um comprimento menor. Por outro lado, a intensidade média da aceleração no caso I é quase duas vezes maior.

Como consequência da desaceleração do vento, nós observamos a convergência do escoamento. A máxima convergência ocorre ao longo da linha frontal com valores negativos de divergente entre -0.5 e -1.5 s^{-1}. A convergência é observada até aproximadamente 50 km de distância da frente já dentro do setor frio. A partir daí o padrão se inverte e observamos divergência do escoamento.

A avaliação da significância estatística das médias obtidas através do escalonamento foi feita de modo análogo ao procedido no caso I. A inspeção da figura 4.5[d] permite atribuir alto grau de confiança as médias obtidas, em especial na região central do espaço de escalonamento.

4.4.1.3 A resposta da camada limite marinha atmosférica à presença do gradiente de TSM nas frentes oceânicas

As perturbações encontradas no campo de vento podem ser compreendidas a partir dos mecanismos de estabilidade estática (WALLACE *et al.*, 1989; HAYES *et al.*, 1989) e hidrostática (LINDZEN; NIGAM, 1987). Esses mecanismos foram observados em situações descritas por diferentes trabalhos: Pezzi *et al.* (2005), Pezzi *et al.* (2009),Acevedo *et al.* (2010),Camargo *et al.* (2013) e Pezzi *et al.* (2016).

Sobre os oceanos, de forma geral, a atmosfera está em aproximado balanço geostrófico e em equilíbrio hidrostático. Isto quer dizer que o balanço de forças que dirigem o vento é dado entre a força do gradiente de pressão e a força de Coriolis, e que na vertical a força do gradiente de pressão é equilibrada pela gravidade. Entretanto, quando forças viscosas e turbulentas estão presentes esse balanço e equilíbrio são rompidos, e a depender do grau de interferência dessas forças, o vento apre-

sentará desvios da aproximação geostrófica e exibirá aceleração vertical. Isso pode ocorrer quando o vento cruza frentes oceânicas.

O vento ao soprar sobre uma região com gradiente de temperatura realçado, faz com que a camada limite responda às mudanças nos fluxos superficiais de calor e umidade. Ao longo das frentes oceânicas, esses fluxos podem ocorrer porque essas regiões costumam apresentar acentuados gradientes de temperatura, e a atmosfera apresenta certa lentidão para se ajustar a essas mudanças. A diferença de temperatura positiva (negativa) entre o ar e o oceano conduz a trocas de massa e energia na interface dos fluidos, acrescentando (retirando) vapor e elevando (reduzindo) a temperatura do ar.

Quando o ar flui em direção a águas mais quentes, o processo de mistura turbulenta dentro da camada limite normalmente faz com que o conteúdo de vapor e a temperatura do ar aumente, elevando a altura da camada limite marinha. Por outro lado, quando o vento sopra em direção a águas mais frias, a camada limite tende a se tornar mais rasa, com a redução do seu conteúdo de vapor e temperatura.

No primeiro caso ocorre uma instabilização da camada limite, fazendo com que o ar mais superficial adquira flutuabilidade positiva. O movimento vertical das parcelas de ar na camada limite é um processo turbulento e faz com que haja transferência mais eficiente do momento das camadas mais superiores a camada limite em direção à superfície. Esse processo conduz a aceleração do vento quando este atravessa frentes oceânicas em sentido ao seu setor quente. Tal processo foi observado e explicado por Samelson *et al.* (2006) e Small *et al.* (2008). O processo relatado é consistente com os resultados das médias obtidas para o caso I quente na região da FSA e FP.

A divergência do vento aparente em toda área é muito acentuada quando ele passa para o lado quente da frente oceânica com expressiva aceleração do vento.

Na situação em que o vento sopra do setor quente para o setor frio da frente oceânica, a transferência de momento não pode explicar a redução na velocidade do escoamento. Xie (2004) diz que sobre águas mais frias a resposta da atmosfera é muito distinta. Nessa configuração a mudança de temperatura induz anomalias no campo de pressão hidrostático, gerando baixa pressão atmosférica sobre o lado quente da frente e alta pressão no lado frio. Todavia, como a atmosfera necessita de algum tempo para esse ajuste, a alta pressão acaba por se formar escoamento abaixo no lado frio frente. A força do gradiente de pressão no sentido contrário ao escoamento é responsável pela frenagem.

Esse modelo explica o resultado médio que obtivemos no caso II na região da FSA e FP. É importante ressaltar que não é possível verificar a presença das anomalias de pressão propostas nesses modelos em nossos resultados. Todavia, o campo de pertubação médio do vento que obtivemos são coerentes com a presença de tais anomalias. Nós observamos que o vento era freado ao atravessar para o lado frio da frente e apresentava uma região de convergência ao longo da linha frontal. Agora, algo ainda mais interessante parece poder ser explicado. A faixa de divergência escoamento abaixo entre os últimos 50 e 100 km no sentido meridional da frente sobre seu lado frio deve estar relacionada à anomalia de alta pressão formada nesse lado da frente. A anomalia é formada alguns quilômetros escoamento abaixo da frente. Então, enquanto o vento não chega a região de máxima anomalia de pressão ele é freado pela força do gradiente contrária ao seu sentido de escoamento. Seguindo escoamento abaixo, em dado momento o vento atravessa a região de máxima ano-

malia, e a partir daí o gradiente passa a atuar a favor do sentido do escoamento, justificando a divergência média positiva do vento, ainda que fraca, na parte mais ao sul do espaço escalonado.

4.4.2 Rotacional da componente do vento paralela à frente oceânica e a perturbação da componente

Até então, ao tratar das perturbações induzidas no escoamento atmosférico pelo gradiente de TSM das frentes oceânicas, os efeitos produzidos no escoamento pareciam estar limitados a atmosfera. Entretanto, além das trocas de calor e umidade, atmosfera se comunica dinâmicamente com oceano através da tensão do vento. O rotacional da tensão do vento conduz o bombeamento de Ekman no oceano, produzindo velocidades verticais positivas quando induz circulações ciclônicas e negativas com circulações no sentido contrário. Assim, muitos estudos apontam que as mudanças transversais no vento que sopra paralelamente às frentes feito pelas frentes ocêanicas retroalimentam o sistema via bombeamento de Ekman.

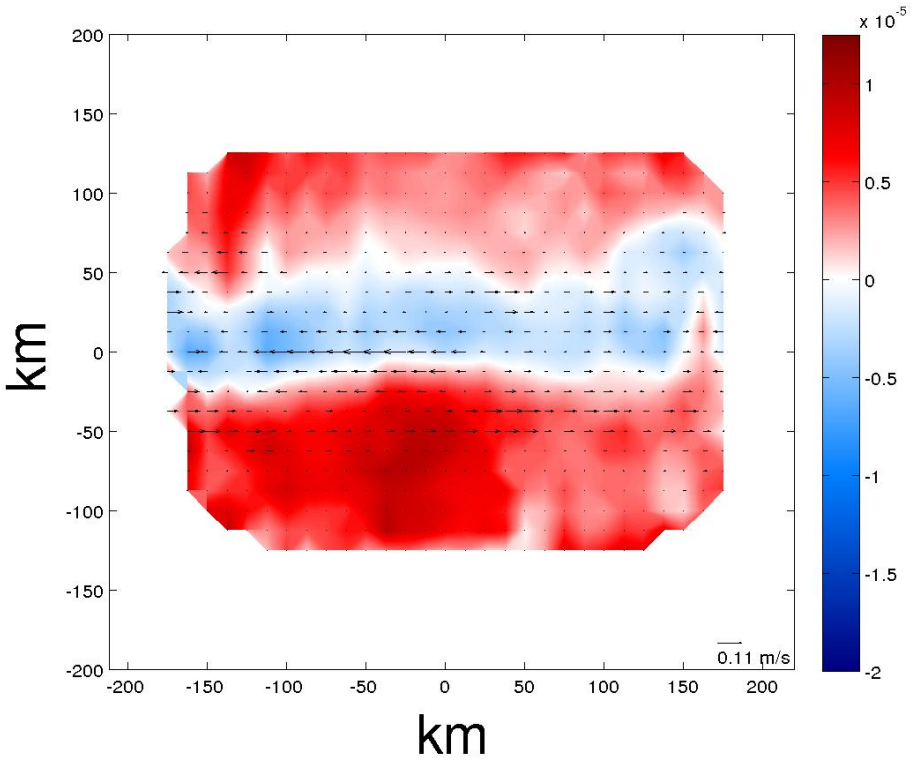
Embora os dados do escaterômetro sejam referenciados ao vento a 10m, sabemos que suas medidas são feitas a partir da centimétrica rugosidade superficial do mar causada pela ação do vento. Por isso, mesmo que nossos dados não informem a tensão do vento propriamente dita, sabemos que estão muito ligados a ela. Assim, ainda que rigorosamente a tensão do vento fosse a variável correta, nós vamos analisar os resultados dos campos médios do rotacional da componente do vento a 10 m paralela a frente oceânica ($\left\langle \nabla \times \vec{V}_{\parallel} \right\rangle$) sob o campo médio de pertubação dessa componente ($\left\langle \vec{V}_{\parallel}{}' \right\rangle$) e posteriormente tentar encaixar nossos resultados nos

modelos econtrados na literatura. A significância estatística será medida com o desvio padrão da média do rotacional ($\bar{\sigma}_{rot}$), juntamente com vetores cujas magnitudes indicam o desvio padrão da média das perturbações ($\bar{\sigma}_{|\vec{V_\parallel}'|}$) uma vez, vamos utilizar os resultados da região FSA e FP como primeiro exemplo.

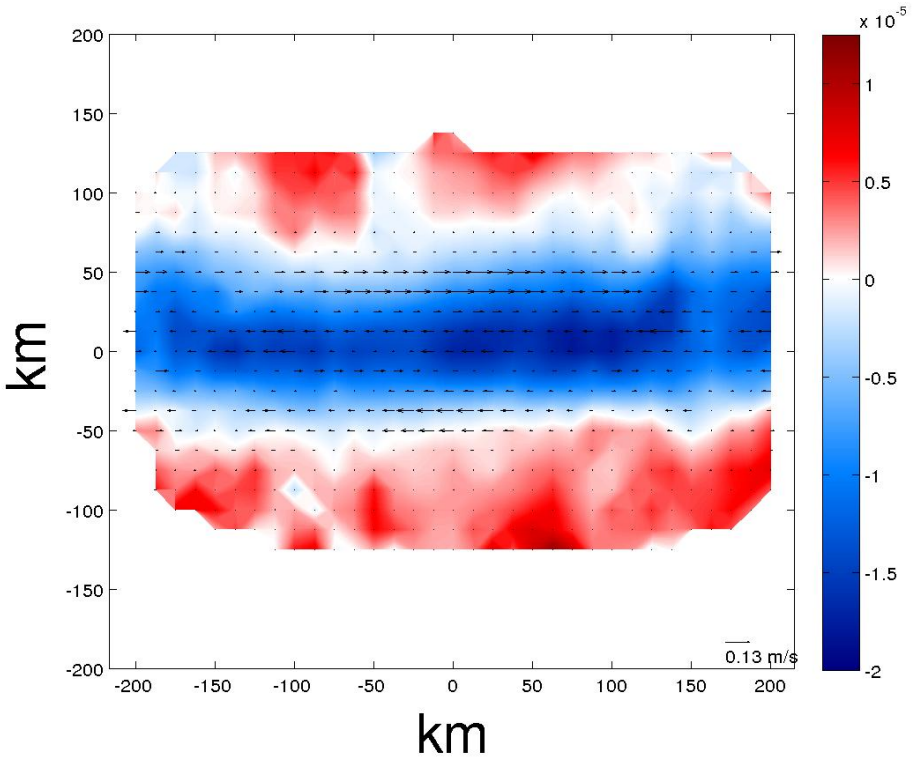
4.4.2.1 Caso I Quente - Escoamento atmosférico fluindo do setor frio para o setor quente da frente oceânica

Vamos iniciar a análise focando na área central do campo de $\left\langle \vec{V_\parallel}' \right\rangle$ na figura 4.6[a], ao longo da reta $y = 0$, ou seja, sobre a frente oceânica média escalonada. Nota-se que os maiores vetores representam pertubações de velocidade no sentido negativo de x com magnitude de 0.1 m/s. Entretanto, existem ao longo da reta $y = 0$ vetores com orientação positiva, porém de magnitude uma ordem de grandeza inferior, cujos módulos atingem 0.03 m/s. O comportamento esperado para a pertubação $\left\langle \vec{V_\parallel}' \right\rangle$ era que ela variasse transversalmente à frente. A priori, não tinhamos motivos para esperar que ela mudasse ao longo do eixo frontal. Se verificarmos o módulo de $\bar{\sigma}_{|\vec{V_\parallel}'|}$ na figura 4.6[c], veremos que ao longo de $y = 0$ tanto os vetores associados às pertubações mais negativas quanto os associados às pertubações mais positivas medem ≈ 0.02 m/s. Isso mostra que as perturbações médias com sentido negativo apresentam maior significância estatística. O desvio padrão médio das pertubações $\left\langle \vec{V_\parallel}' \right\rangle$ positivas tem a mesma ordem de grandeza das próprias.

Assim, espera-se que o comportamento médio da pertubação da componente $\vec{V_\parallel}'$ é que seja máxima e negativa ao longo do eixo frontal, valendo ≈ 0.1 m/s e seu módulo decreça a medida que nos afastamos para norte ou para sul da frente até mudar de sentido. Esse padrão é mais claramente observado no espaço escalonado

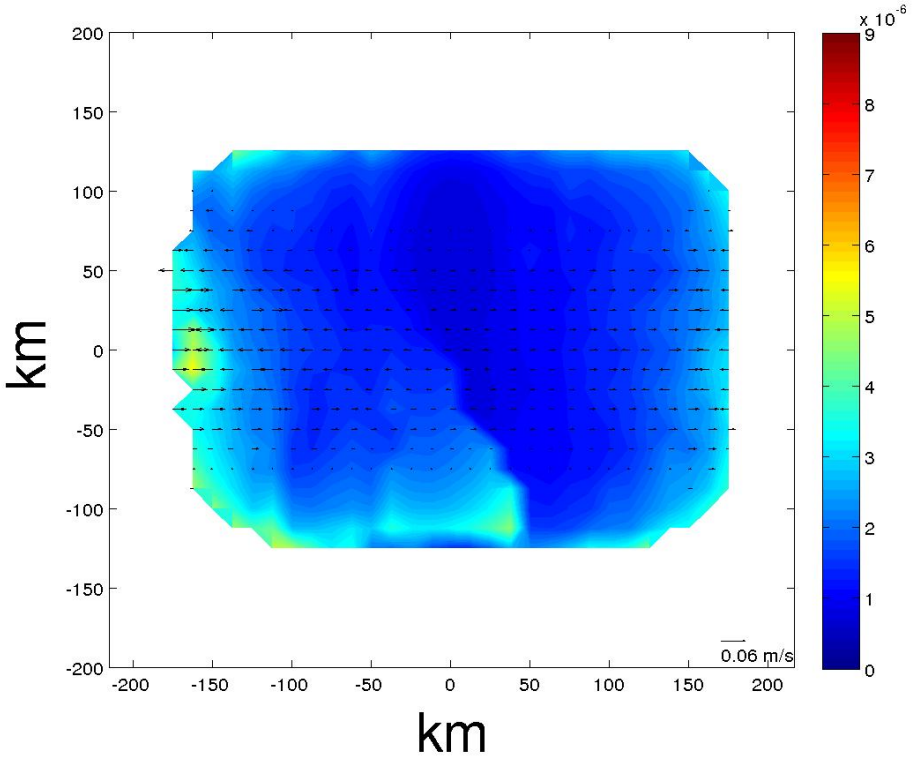


(a) Caso I quente

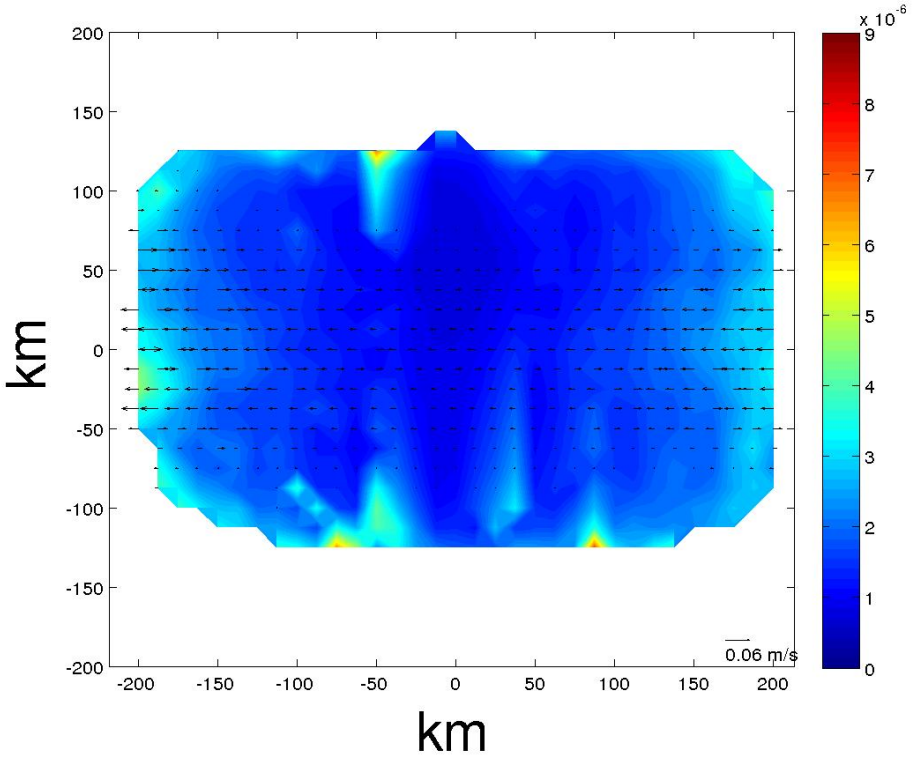


(b) Caso II frio

Figura 4.6: Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições na região da FSA e FP. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Vorticidade média da componente tangente do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. Os painéis (c) e (d) serão exibidos na próxima página.



(c) Caso I quente



(d) Caso II frio

Figura 4.6: Continuação. (c) e (d) Desvio padrão da média do rotacional (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b).

da figura 4.6[a] na área compreendida por x entre -100 e 0 km e y entre -75 e $+75$ km.

O campo de vorticidade $\left\langle \nabla \times \vec{V}_{\parallel} \right\rangle$ mostrou-se alinhado com o eixo frontal.Ela é negativa, portanto ciclônica, do lado quente da frente até cerca de 50 km ao norte da feição, atingindo valores entre 0 e 0.65 $\cdot 10^{-5}$ s^{-1}. No setor frio da zona frontal $\left\langle \nabla \times \vec{V}_{\parallel} \right\rangle$ é positivo. Na maior parte do espaço escalonado o desvio padrão médio $\bar{\sigma}_{rot}$ indica que a média obtida no campo de vorticidade é estatisticamente significante.

4.4.2.2 Caso II Frio- Escoamento atmosférico fluindo do setor quente para o setor frio da frente oceânica

A figura 4.6[b] exibe o campo médio do vetor pertubação $\left\langle \vec{V}_{\parallel}{}' \right\rangle$ sobreposto à vorticidade dada por $\left\langle \nabla \times \vec{V}_{\parallel} \right\rangle$ para caso II frio. Sobre o setor quente do espaço escalonado, o máximo positivo da pertubação ocorre a 37.5 km do eixo frontal. Ali seu módulo atinge $\approx 0.1 m/s$. Seguindo em direção ao eixo frontal a pertubação tem seu módulo reduzido até inverter seu sentido, passando a ser negativa. A perturbação continua crescendo negativamente sobre o setor frio até seu módulo voltar atingir $\approx 0.1 m/s$ em $y = -37.5$ km. A partir de então seu módulo decresce até que a pertubação troque de sentido mais uma vez no limite sul do domínio. Da mesma maneira que no caso I, existem vetores ao longo do eixo frontal com orientação positiva. Essas perturbações postivas também foram desconsideradas como signficativas em função de sua magnitude comparada a $\bar{\sigma}_{|\vec{V}_{\parallel}'|}$.

O campo médio de vorticidade é negativo, indicando circulação ciclônica em ambos os setores da frente oceânica até 50 km do eixo frontal. Além desses limites

o rotacional médio de $\vec{V}_{\parallel}$ troca de sinal, tornando-se positivo. Com valor mínimo de $\approx -2 \cdot 10^{-5}$ e valor máximo de $\approx 1.25 \cdot 10^{-5} s^{-1}$, o campo médio de vorticidade está de acordo com a circulação indicada pelas perturbações.

4.4.2.3 A geração de vorticidade

A rotação da Terra impõe fortes restrições ao movimento dos oceanos e da atmosfera comunicadas através de seu momento angular. Entretanto, essas restrições não se faz sentir em todas as escalas. Na atmosfera, os redemoinhos não sofrem ação da rotação terrestre, enquanto os furacões são extremamente condicionados por ela. Nos oceanos, as ondas de gravidade superficais não percebem a rotação da Terra, já as correntes oceânicas são fortemente afetadas pelo seus efeitos. Um dos importantes efeitos da rotação sobre os fluidos geofísicos é a geostrofia.

A escala em que os efeitos da rotação não podem ser desprezados é dada pela razão entre a velocidade do movimento e o parâmetro de Coriolis (f). As velocidades mais altas observadas em uma frente oceânica são da ordem de 1 m/s, usando $f = 10^{-4}\ s^{-1}$, chegamos que para comprimentos típicos de 10 km as frentes oceânicas devem estar em equilíbrio geostrófico. Considerando que todas as frentes desse trabalho são mais extensas que esse valor, podemos usar a geostrofia pra determinar a direção das correntes. O gradiente de temperatura entre as massas dos distintos lados das frentes oceanicas deve gerar uma pequena rampa altimetrica, inclinada do lado frio para o lado quente. Isso leva a uma diferença de pressão que faz com que as águas começem a fluir do setor quente para o setor frio. Por se tratarem de frentes no hemisfério sul, à medida que o fluido se desloca, Coriolis o desvia para equerda. Quando a força de Coriolis atinge a mesma direção e sentido oposto

a força do gradiente de pressão as correntes passam fluir paralelamente à rampa altimetrica. Como nós giramos o sistema de coordenadas para que setor quente das frentes estivesse nas ordenadas y positivas, a corrente dessas feições tem o sentido positivo das abcissas x.

Para atmosfera a escala que os efeitos de rotação devem ser considerados é diferente. Para velocidades típicas de 10 m/s chegamos a um comprimento de 100 km. Assim, esperamos que as maiores frentes ocânicas induzam pertubações que dada a escala de comprimento serão restringidas pela rotação da Terra. Essa restrição se fará sentir na conservação da vorticidade. Em escala sinótica, a equação da conservação da vorticidade para atmosfera após análise de escala é dada por:

$$\frac{D_h\left(\zeta + f\right)}{Dt} = -f\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right). \tag{4.1}$$

Em 4.1 $\frac{D_h}{Dt}$ é derivadda material horizontal e ζ a vorticidade relativa. Pela extensão do escoamento atmosférico que estamos estudando podemos considerar f constante, e assim a variação da vorticidade relativa será dada pela divergência do escoamento. Supondo que toda distância percorrida pelo vento fosse apenas no sentido meridional, 100 km equivaleria a uma variação inferior a 1° de latitude. No hemisfério sul, para escoamentos com divergência positiva, a taxa de variação no tempo da vorticidade relativa será positiva. Assim se inicialmente $\zeta = 0$ se desenvolverá uma circulação anti-ciclônica a medida que o escoamento diverge. Analogamente, para escoamentos com convergência a vorticidade se tornaria negativa. Trata-se aqui do efeito bailarina muito exemplificado didaticamente nas aulas de rotação de mecânica clássica.

Tendo isso em mente podemos analisar em conjunto o campos de divergência e vorticidade médias exibidos para o caso I nas figuras 4.5[a] e 4.6[a] e para o caso II nas figuras 4.5[b] e 4.6[b]. Nós observamos que no caso II há uma correspondência quase que exata entre as áreas de convergência e as áreas de vorticidade negativa (em azul) e entre as áreas de divergência e as áreas de vorticidade positiva (em vermelho). A região central do espaço dominada pela divergência negativa (convergência) em 4.5[b] apresenta vorticidade ciclônica (negativa) em 4.6[b]. Enquanto, as extremos do domínio que apresentam divergência positiva em 4.5[b] apresentam vorticidade anticiclonica (positiva) em 4.6[b]. Assim, nossos resultados sugerem que é conservação de vorticidade a responsável pela circulação criada no caso II frio.

Entretanto, a mesma correspondência não é observada no caso I quente. Em toda a faixa central do espaço escalonado observamos que o escoamento apresenta divergência em 4.5[a]. Porém, o campo de rotacional em 4.6[a] apresenta vorticidade negativa ao norte da frente no setor quente e vorticidade negativa ao sul da frente no setor frio.

Devemos verificar entre as simplificações e assunções feitas na equação 4.1 , quais não são atendidas pelo caso I. Talvez isso nos permita entender porque o modelo teórico explica o caso II mas não o faz no primeiro caso. Um dos termos eliminados pela análise de escala é o $-\left(\frac{\partial w}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial z}\right)$. Esse termo representa a geração de vorticidade através da inclinação ou torção de um tubo de vórtice no plano horizontal. Quando as velocidades verticais são variáveis no espaço, uma extremidade do tubo pode ser elevada antes que a outra e assim a vorticidade que era dada entre as direções dos eixos horizontais transforma-se em vorticidade vertical.

Esse termo necessita de cisalhamento vertical de uma das componentes horizontais do vento e variação horizontal da velocidade vertical.

Um segundo termo eliminado da equação 4.1 pela análise de escala é foi $\frac{1}{\rho^2}\left(\frac{\partial\rho}{\partial x}\frac{\partial\rho}{\partial y} - \frac{\partial\rho}{\partial y}\frac{\partial\rho}{\partial p}\right)$, que é o termo solenoidal. Esse termo tem a ver com a geração de vorticidade em função da intercepção das superfícies de densidade e pressão constante. Ele só é nulo quando as superfícies isopcnías são parelalas às superfícies isobáricas. Por fim, os termos que envolvem atrito e difusão turbulenta também foram eliminados da equação 4.1.

Recobrando a discussão que tivemos na seção sobre o caso I, a camada limite atmosférica marinha responde ao gradiente de TSM com fluxos turbulentos de calor. Nessas condições perturbações ocorrerão no campo de densidade e com isso não temos garantias que seja possível desprezar o termo soleinoidal excluído da equação 4.1. Da mesma forma, uma vez que as parcelas de ar da superfície ganham flutuabilidade, é possível que o termo de inclinação também não possa ser retirado da equação da vorticidade. E por último, em uma situação em que a camada limite é instabilizada não se pode desprezar o papel da turbulência e do arrasto. As razões pelas quais o modelo utilizado para explicar caso II falha ao explicar o caso I devem permear entre esses pontos.

Chelton *et al.* (2004) após aplicarem um filtro passa-alta em 4 anos de dados do Quickstat encontraram estruturas de filamentos no campo de vorticidade na maior parte do oceano austral. Ele considerou que esses filamentos eram manifestações de gradientes laterais da interação ar-mar que ocorre quando os ventos de oeste sopram paralelos às isotermas associadas com meandros estacionários da CCA. Segundo o autor a interação resultava em ventos mais rápidos sobre o lado de maior

temperatura. Assumimos que esse processo também está presente na componente paralela do vento nos casos do tipo I. Contudo, sozinho ele resultaria em vorticidade negativa ao longo de toda zona frontal, já que $\vec{V}_{\parallel}$ decresceria no sentido negativo perpendicular à frente. Logo, tal efeito não pode explicar o resultado encontrado.

No mesmo trabalho, os autores estudaram os efeitos das correntes sobre o rotacional do vento. Eles observaram pares de bandas paraleas de rotacional positivo e negativo que se emparelhavam ao longo de diversas correntes oceânicas ao redor do globo. No hemisfério sul eles encontraram esses dupletos de sinal oposto de vorticidade ao longo da CM, na corrente das Agulhas onde ela se separa da África, e em diversos segmentos do CCA. Parafraseando os autores com termos do hemisfério sul, do ponto de vista das correntes a sua distribuição de velocidade no formato de jato faz com que elas apresentem vorticidade positiva em seu lado quente e negativa no seu lado frio. Do ponto de vista do vento elas a distribuição de vorticidade inverte-se de lado, negativa sobre o lado quente e positiva sobre o lado frio. Na seção 3.5 foi abordado que a medida efetiva tomada pelo escaterômetro está ligada a tensão de cisalhamento do vento com oceano, e por isso com a velocidade relativa entre os fluidos. Os autores usam esse argumento para explicar a presença de tais bandas. Trazendo essa discussão para o campo do caso I apresentado na figura 4.6a nós temos exatamente essa configuração: rotacional negativo sobre o lado quente que troca para positivo do lado frio. As pertubações do vento $\left\langle \vec{V}_{\parallel}{}' \right\rangle$ na zona frontal estatisticamente significativas apresentam sentido oposto a corrente oceânica e exibem formato de jato. Nossas evidências suportam a ideia dos autores. Segundo eles, para as velocidades típicas de vento de 6 m/s, a presença de correntes de 0.3 m/s fluindo paralelamente ou antiparalelamente ao vento pode modificar a intesidade da

tensão do vento em 10%. Já as intensas correntes de borda oeste chegam a modificar essa tensão em 20%.

Se a premissa estiver correta, temos uma nova pergunta. Porque o mesmo efeito não é observado no caso II? A componente paralela do vento não sofreria ação da tensão ocasionada pelo movimento relativo com a corrente nesse caso? Nossa hipótese é que uma vez que o caso II a camada limite atmosferica não é instabilizada, as trocas de momento com o oceano se dão de forma menos eficiente, pois o escoamento se aproxima mais do laminar. A turbulência gerada no caso I atuaria como se atmosfera estivesse mais "presa"à superfície do oceano, e por isso o efeito do movimento relativo torna-se-ia apreciável.

O'NEILL *et al.* (2003) também estudaram a resposta da tensão superficial do vento aos gradientes de TSM ao longo de todos oceanos do hemisfério sul. Eles encontraram que a resposta do escoamento sob a forma de vorticidade era metade do que era apresentado sob forma de divergência. No caso I nosso resultado vai ao encontro dos autores. Nós obtivemos ao longo da zona frontal do campo escalonado um divergente de $\approx 2.5 \cdot 10^{-}5\ s^{1}$ (figura 4.5[a]) e um rotacional de $\approx -0.5 \cdot 10^{-}5\ s^{1}$ ao norte da linha frontal e $\approx 1.0 \cdot 10^{-}5\ s^{1}$ ao sul da linha (figura 4.6[a]). Já no caso II vamos de encontro a eles, pois a divergência e rotacional obtidos tem magnitudes semelhantes (figuras 4.5[b] e 4.6[b]).

Nós atribuímos que a diferença de resultado no caso II se deve a abordagens distintas. Nós efetivamente separamos as situações em que o vento soparava do lado quente para o lado frio das frentes e computamos as médias. O'NEILL *et al.* (2003) trabalharam com vento filtrado passa-alta e compartimentaram as situacoes em um histograma de acordo com classes dadas pelo angulo entre o vento e o gradiente de

TSM. Calculado o rotacional e o divergente pra cada classe, eles ajustaram uma curva senoidal do rotacional e divergente da tensão do vento com relação ao ângulo. O problema desse método é que eles estudaram o oceano ao sul de 30°, onde o escoamento atmosférico é predominantemente de oeste. Dada a posição das frentes oceânicas mais constantes nessa região, provavelmente na maior parte dos casos por eles amostrados, o vento atravessava as feições do seu lado frio para o quente, como são os casos do tipo I do presente trabalho. Creditamos ao viés direcionado para esse tipo de caso, o fato deles encontrarem a grande diferença entre a vorticidade e divergente gerados no escoamento. Resultado com o qual concordamos para situações do tipo I e divergimos em situações do tipo II.

Na interseção do presente trabalho com os acima citados, nossos resultados não são suficientes para descartar ou confirmar três hipóteses por eles levantadas. A primeira é que as escalas de tempo para o vento que atravessa o gradiente de TSM não é suficiente para o ajuste da camada limite para a nova condição de contorno inferior. Assim os fluxos convectivos e turbulentos não conseguem atingir o equilíbrio realçando a divergência. Por outro lado, escoamentos paralelos às isotermas há tempo para que ocorra o ajuste, assim o rotacional resultante seria mais fraco.

A segunda hipótese trata do fato da medida da tensão do vento se dá em função do movimento relativo dos fluidos. Como os gradientes de TSM são normalmente acompanhados de um campo de velocidade dado por uma corrente, torna-se difícil separar o que é contribuição do gradiente de temperatura e o que é um resultado aparente em função do movimento relativo, e por isso calcularíamos um rotacinal menor. A menos que haja um correntometro disponível no local da observação do vento não se pode determinar diretamente os efeitos da corrente na tensão do vento.

E por último, trata-se do desenvolvimento de uma circulação secundária ao longo das frentes. Os autores argumentam que a transferência de momento via fluxos turbulentos de cima pra baixo também deveria vir acompanhada de vorticidade. Já a circulação secundária seria capaz de realçar a divergência na direção do gradiente sem modificar a vorticidade. De todas as hipóteses, essa é a única que temos ressalvas. Admitimos que a turbulência e um eficiente mecanismo para transmissão de momento, mas o mesmo não é verdade para vorticidade.

4.4.3 Campos médios para as regiões de 1 a 5

Propositadamente, escolhemos realizar todas as discussões a partir dos resultados obtidos para subarea 6, na região das FSA e FP. Como já foi mencionado essa subárea foi melhor amostrada, pois em função da sua posição geográfica mais ao sul, zonalmente orientada e longe da costa, ela foi favorecida por mais passagens do Quickstat. Todavia, as discussão realizada é válida para os resultados encontrados em todas as demais subareas. A escolha da subarea 6 apenas exemplificava mais minuciosamente os mecanismos que estavamos interessados em abordar. Por isso, vamos agora mostrar de forma mais geral o que foi encontrado em comum para as outras zonas frontais do Altântico Sudoeste, e detalhar apenas o que for uma característica particular de alguma delas. As figuras de 4.7 a 4.16 se referem as subareas 5 a 1 em ordem do sul para norte. Elas mostram os campos médios ao longo do espaço escalonado das mesmas variáveis já discutidas para a subarea 6.

Para o caso do tipo I quente, todas as regiões exibem o padrão de divergência ao longo da zona frontral marcadamente entre os primeiros 50 km ao sul da frente e os 50 km ao norte da frente. Além desses limites, os espaços escalonados exibem

divergência média negativa. A exceção fica por conta da CBM (figura 4.11[a]) e CM (figura 4.9[a]). Elas exibem divergência além dos primeiros 50 km ao norte da frente para a CM, e tanto ao norte quanto ao sul para a CBM. Contudo, a divergência além dos 50 km apresentam valores inferiores ao observado ao centro de suas zonas frontais.

Reciprocamente, o padrão de convergência-divergência-convergência é invertido no caso do tipo II para todas as regiões frontais. Elas mantem os mesmos 50 km que chamamos de comprimento de ajuste. A exceção dessa vez fica por conta da subarea 1, correspondemte a porção da CB ao largo do litoral sudeste. Ela apresenta uma faixa média de convergência mais estreita, com cerca de 35 km.

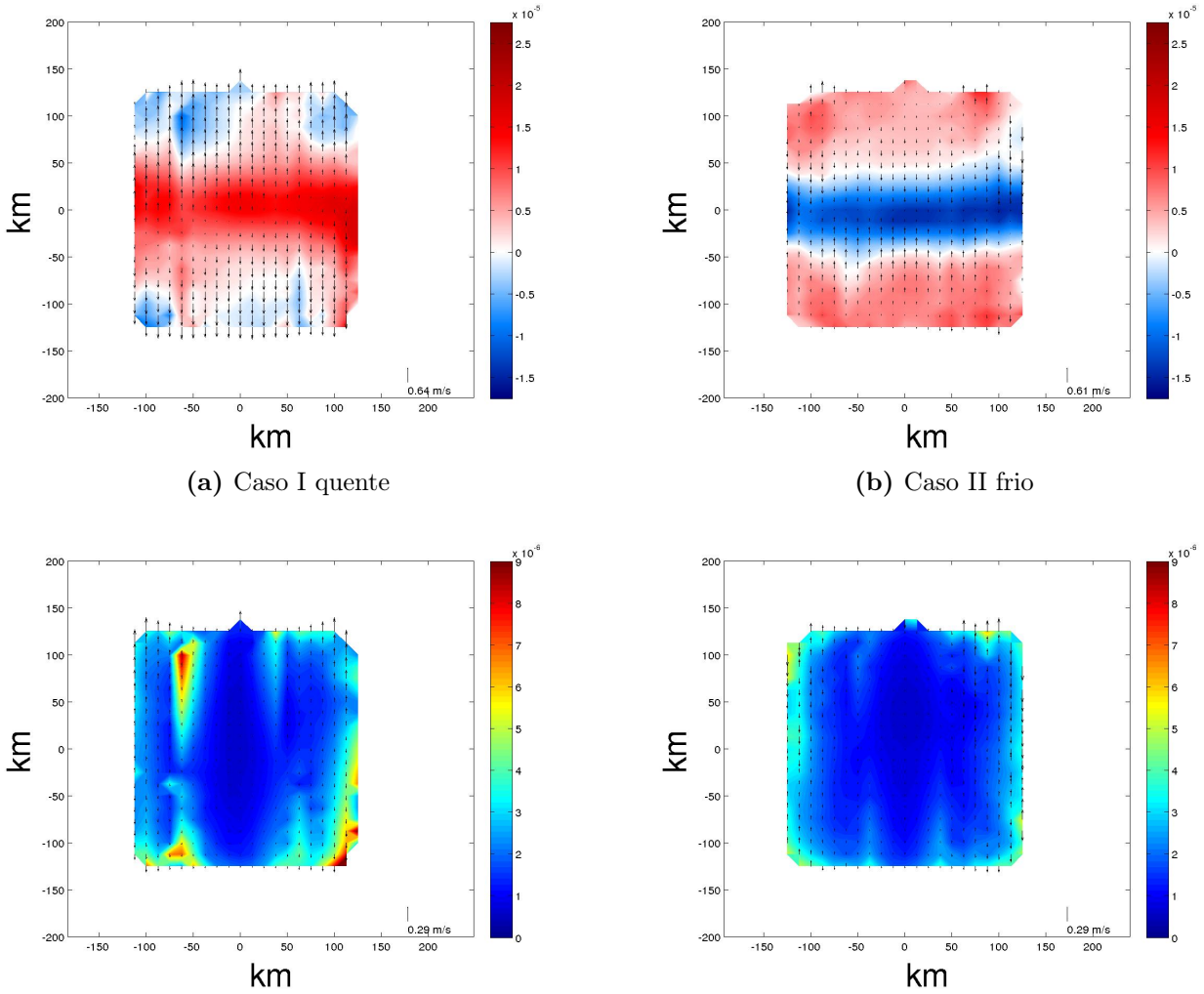
Com relação ao padrão de vorticidade apresentado para o caso do tipo I, podemos dividir o espaço escalonado em tres faixas. A primeira do seu limite de ordenadas y negativo até a linha frontal em $y = 0$ km, a segunda entre $y = 0$ e $y = 50$ km e a terceira para $y > 50$ km. Nessa ordem o padrão de vorticidade apresentado é o mesmo em todas as regiões, rotacional postivo-negativo-positivo, exceto para a porção suldeste da CB . As de subáreas 2 a 5 que a sequencia é válida eventulmente apresentam alguns setores nos quais o padrão negativo no centro é trocado por um positivo muito fraco. Para essas áreas, entretanto, notamos que o valor de $\bar{\sigma}_{rot}$ é da ordem de grandeza do rotacional. Já que o valor é positivo e próximo de zero, seria possível obter uma média negativa na região em outra amostragem.

Nós temos uma hipótese para o espaço escalonado da subarea 1, a porção sudeste da CB, não ter apresentado o padrão de vorticidade supracitado. As frentes dessa região costumam ser paralelas e mais próximas a costa do que as demais em função do estreitamento da largura da plataforma, onde a CB flui bordeando. Assim o vento

paralelo a costa do lado frio da frente deve cisalhar transversalmente a medida que o escoamento se aproxima da costa. Esse efeito não se deve a frente e sim a diferença de rugosidade entre o oceano e o continente. Embora o escaterômetro não meça o vento menos que 30 km próximo a linha de costa, o escoamento mar a dentro deve sentir remotamente a convergência que é forçada ao longo do litoral. O efeito da redução lateral do vento sobre o setor frio da frente a medida que se aproxima da linha de costa é gerar vorticidade positiva.

Outra hipótese é que em função da proximidade com o continente o gradiente de temperatura entre a superfície continental e águas frias costeiras interfiram no processo que desejamos observar que está quilometros mar a dentro. A brisa marítima pode ter escalas de 100 km, assim não se pode descartar essa interferência. Seu efeito seria contribuir pra divergência do escoamento no setor frio e então gerar vorticidade positiva.

Finalmente, tratando sobre o campo de vorticidade para o caso II frio, observa-se que o padrão de vorticidade negativa associada a convergência e vorticidade positiva associada à divergência se repete ao longo das subáreas. Nós discutimos esse processo na seção , e concluímos que conservação de vorticidade é responsável por esse padrão. As áreas e setores que desvirtuam de tal comportamento apresentam desvio padrão médio elevado com relação a grandeza.



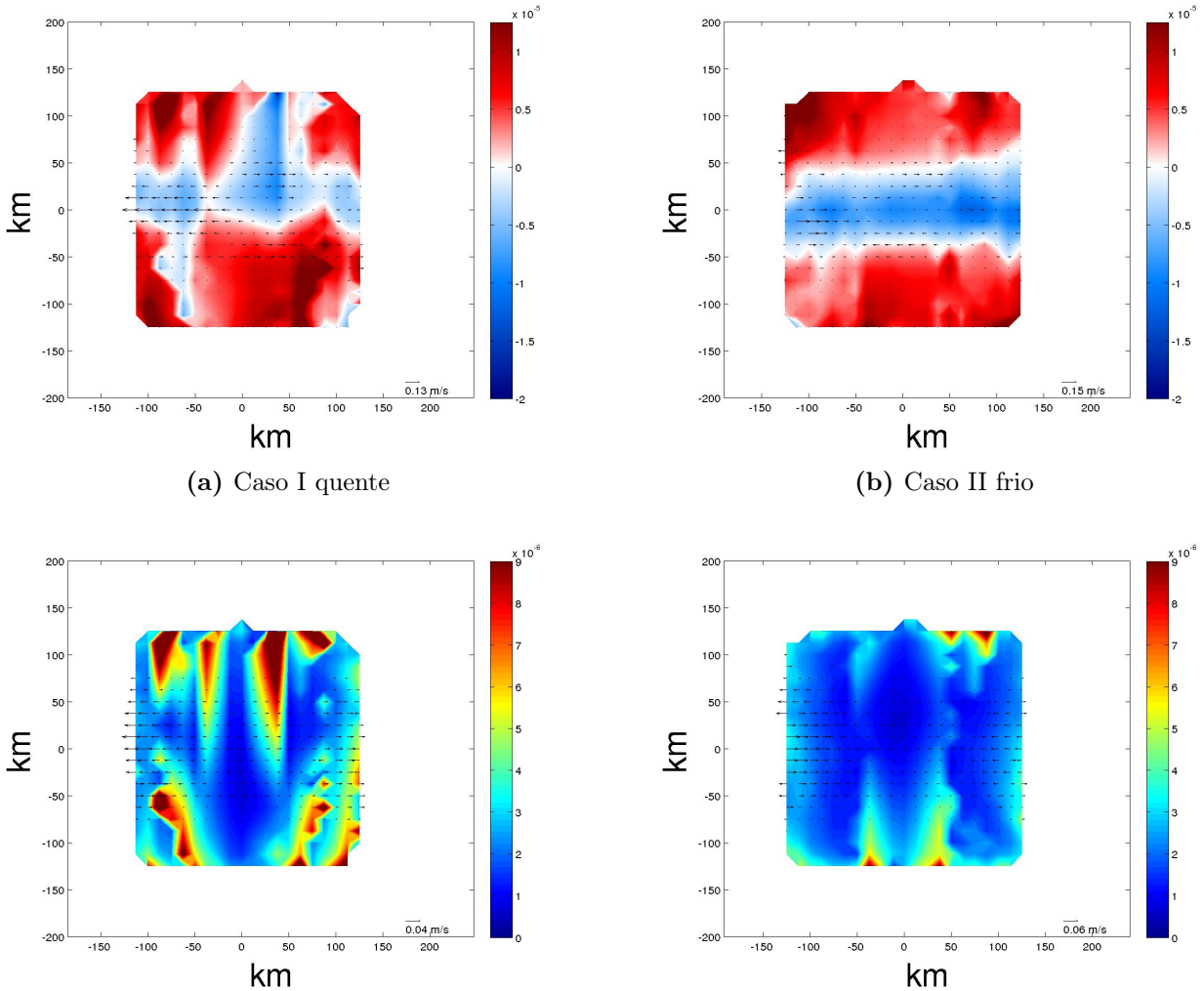
(a) Caso I quente

(b) Caso II frio

(c) Caso I quente

(d) Caso II frio

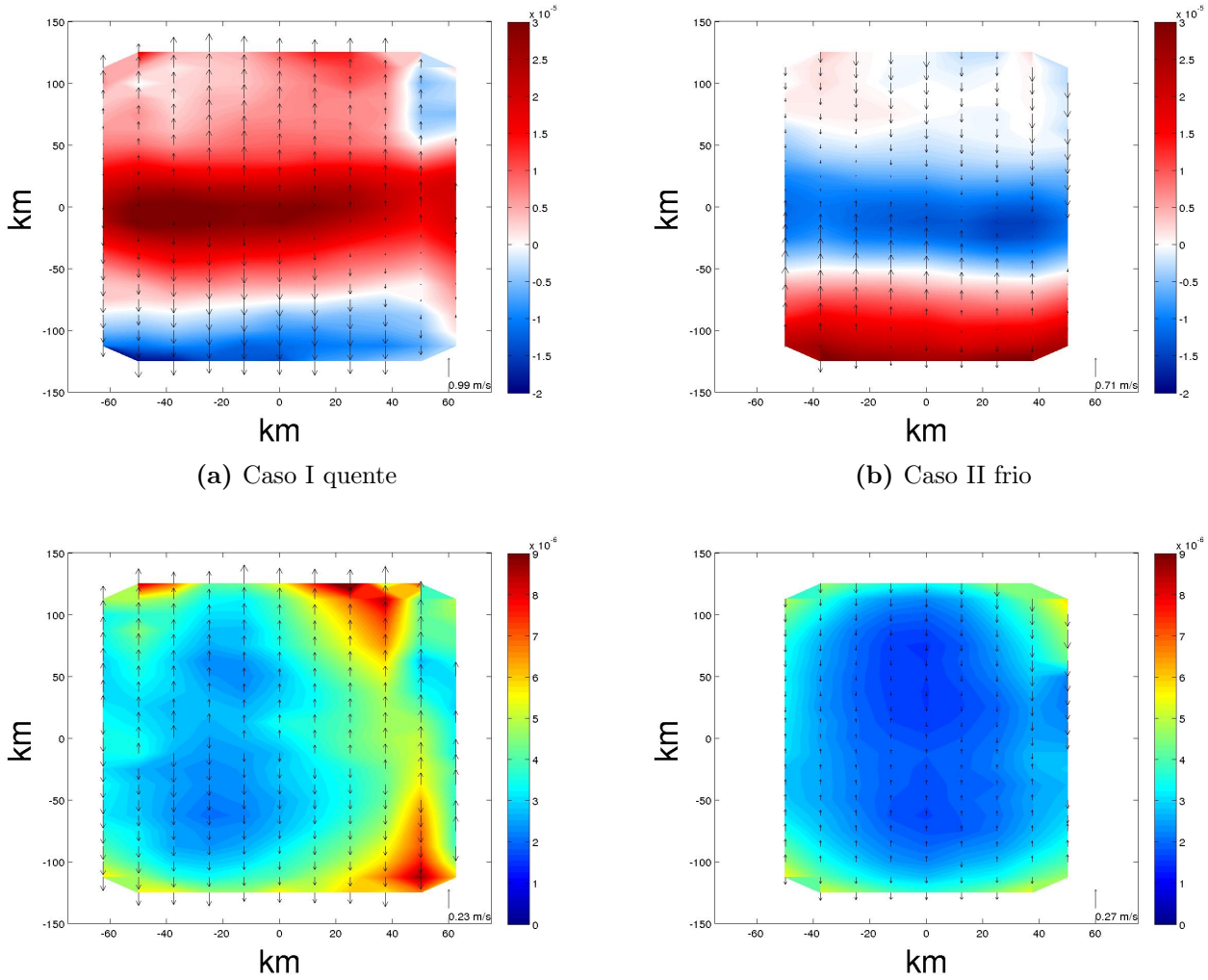
Figura 4.7: Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para a subárea 5, na região da FST . O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Divergência média da componente perpendicular do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do divergente (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b).



(a) Caso I quente **(b)** Caso II frio

(c) Caso I quente **(d)** Caso II frio

Figura 4.8: Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para a subarea 5, na região da FST. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Vorticidade média da componente tangente do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do rotacional (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b).



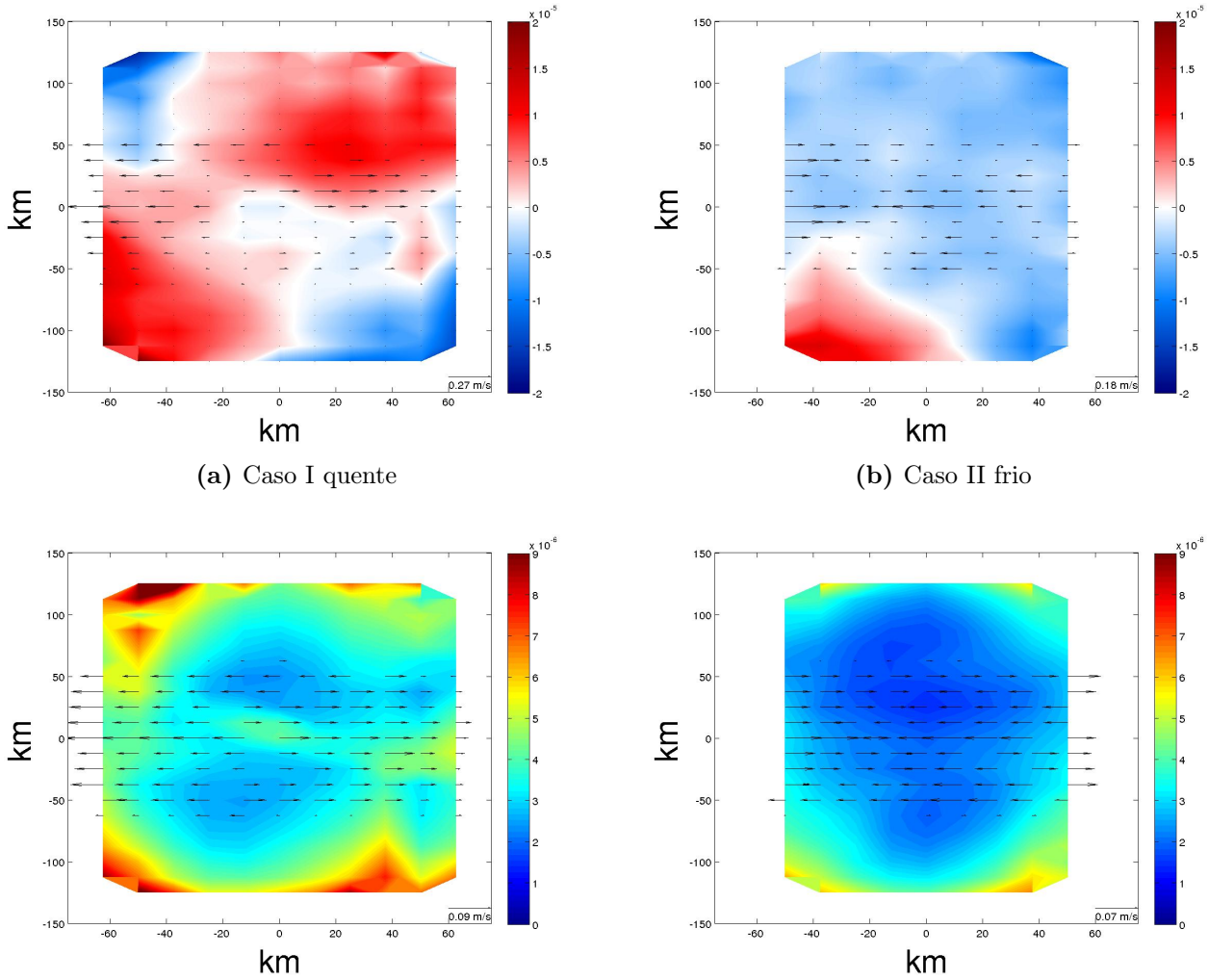
(a) Caso I quente

(b) Caso II frio

(c) Caso I quente

(d) Caso II frio

Figura 4.9: Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para subarea 4, na região da Corrente das Malvinas. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Divergência média da componente perpendicular do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do divergente (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b).



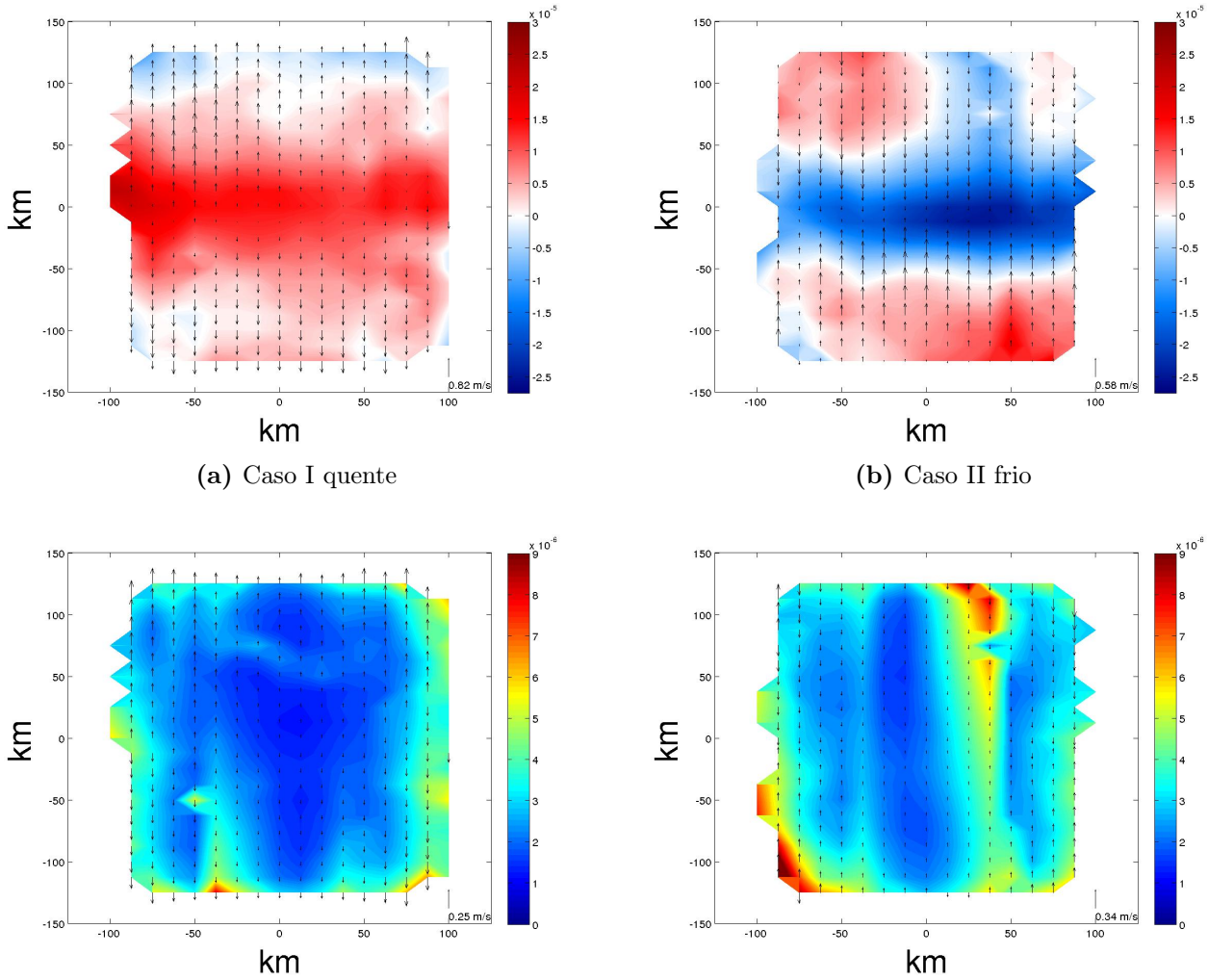
(a) Caso I quente

(b) Caso II frio

(c) Caso I quente

(d) Caso II frio

Figura 4.10: Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para subarea 4, na região da Corrente das Malvinas. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Vorticidade média da componente tangente do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do rotacional (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b).



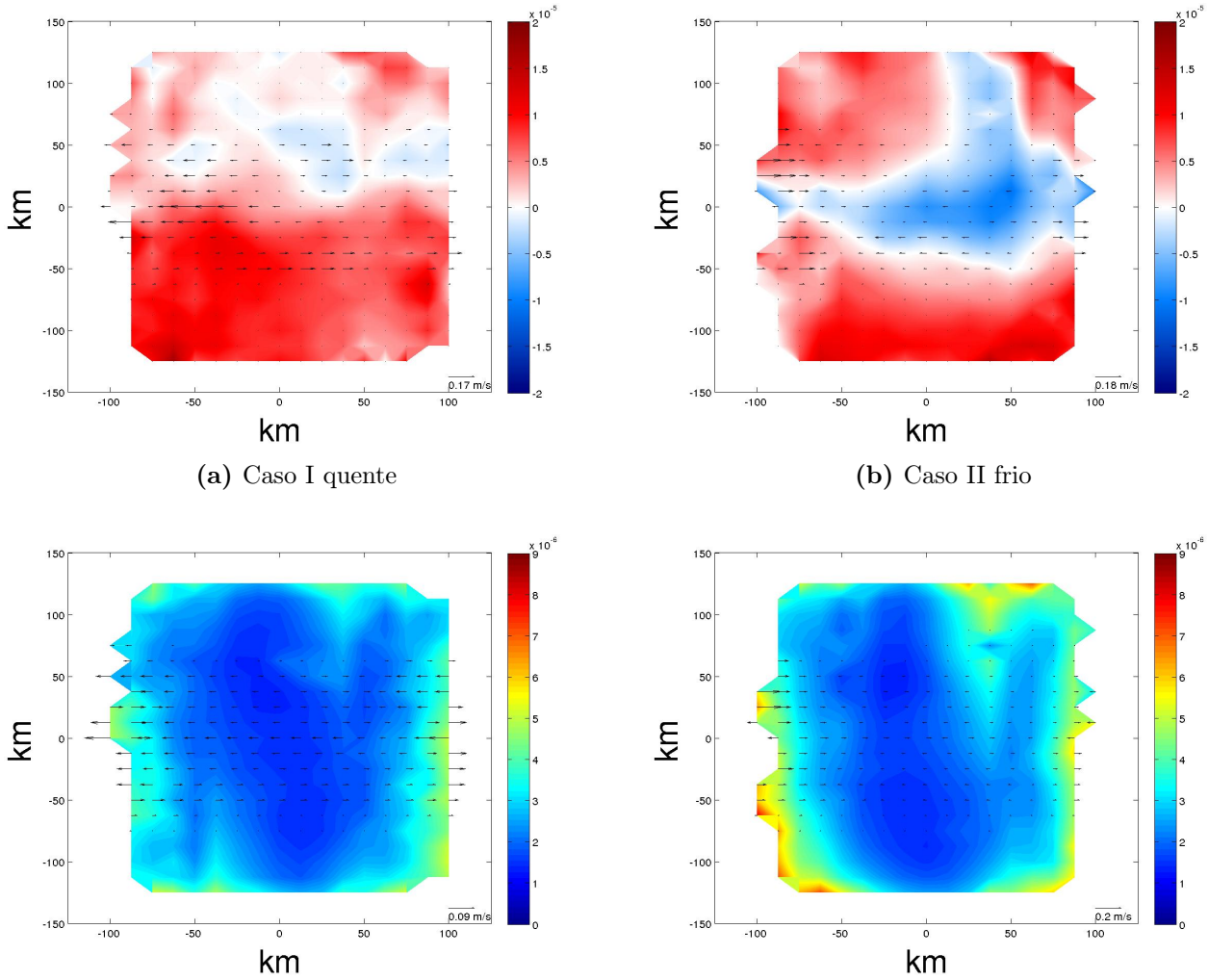
(a) Caso I quente

(b) Caso II frio

(c) Caso I quente

(d) Caso II frio

Figura 4.11: Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para a subarea 3, na região da CBM. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Divergência média da componente perpendicular do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do divergente (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b).



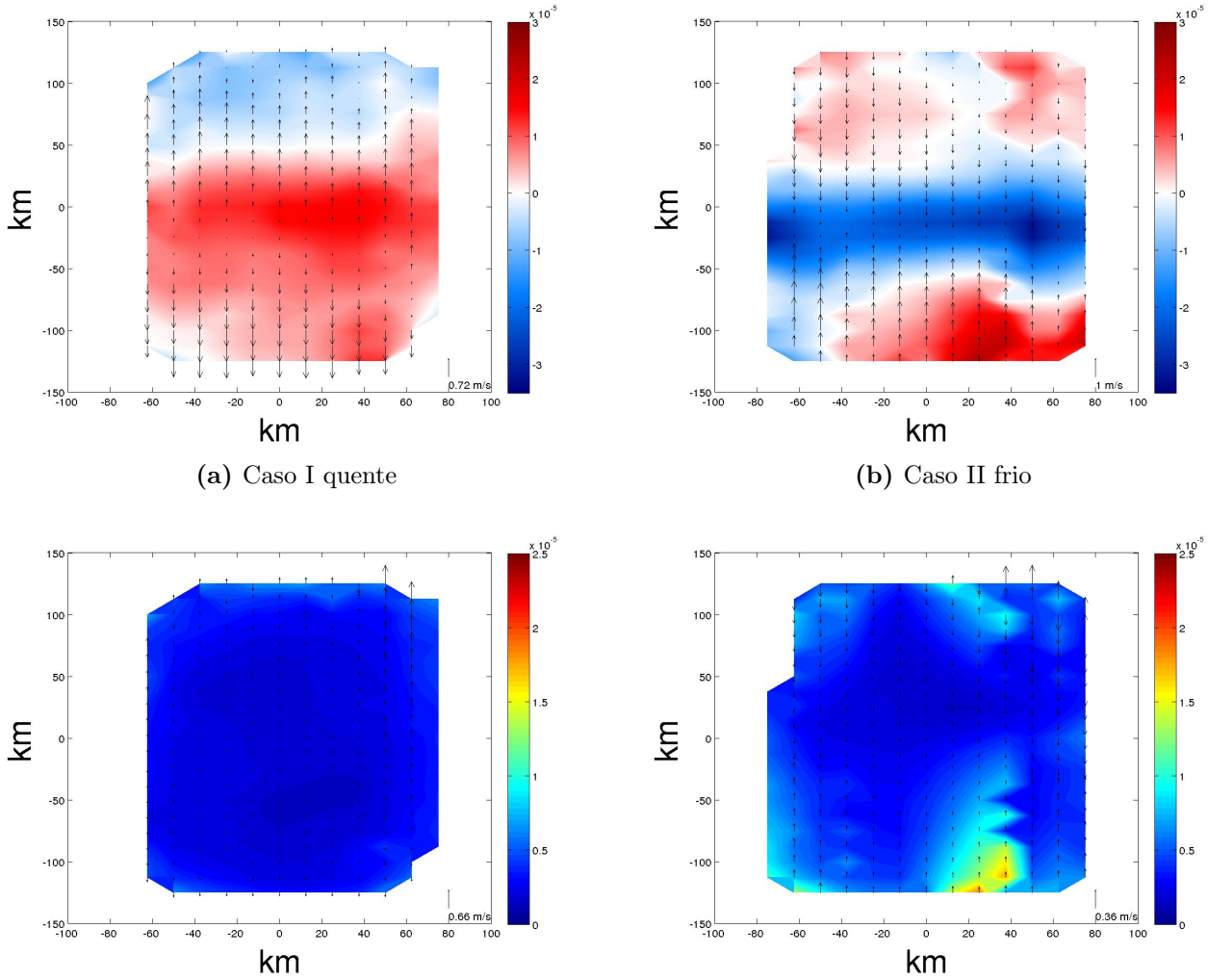
(a) Caso I quente

(b) Caso II frio

(c) Caso I quente

(d) Caso II frio

Figura 4.12: Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para subarea 3, na região da CBM. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Vorticidade média da componente tangente do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do rotacional (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b).



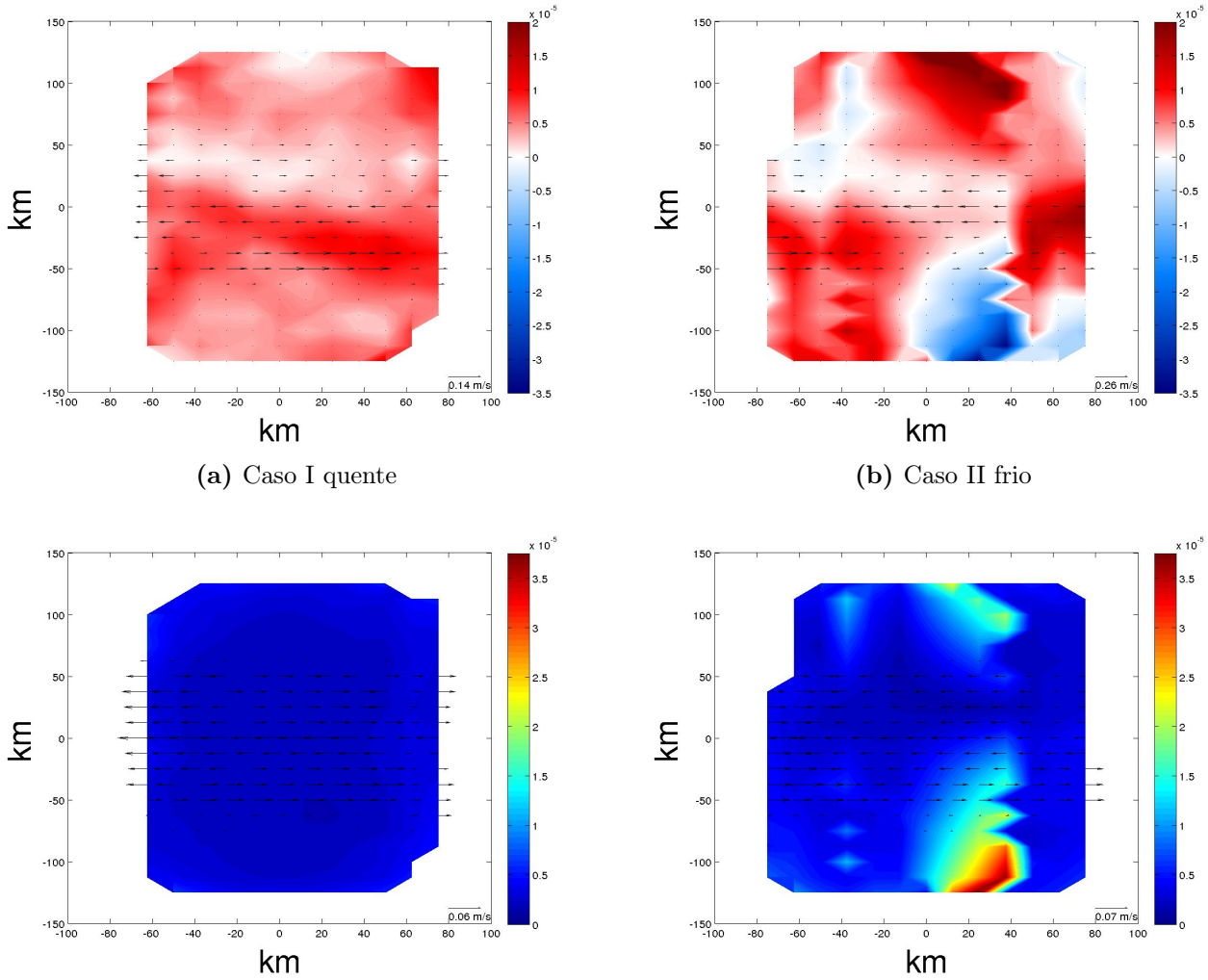
(a) Caso I quente

(b) Caso II frio

(c) Caso I quente

(d) Caso II frio

Figura 4.13: Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para subarea 2, na região da porção sul da CB. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Divergência média da componente perpendicular do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do divergente (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b).



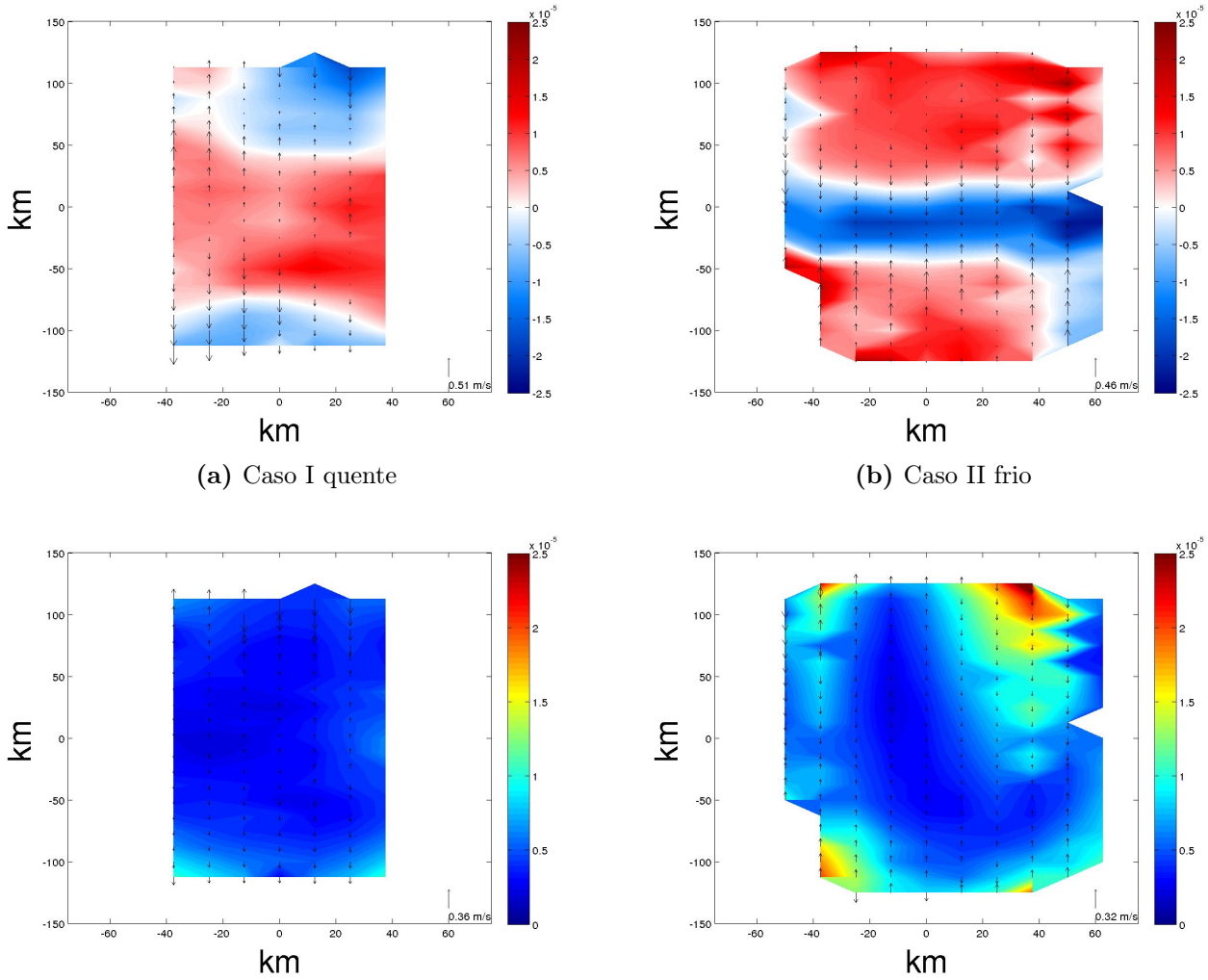
(a) Caso I quente

(b) Caso II frio

(c) Caso I quente

(d) Caso II frio

Figura 4.14: Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para subarea 2, na região da porção sul da CB. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Vorticidade média da componente tangente do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do rotacional (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b).



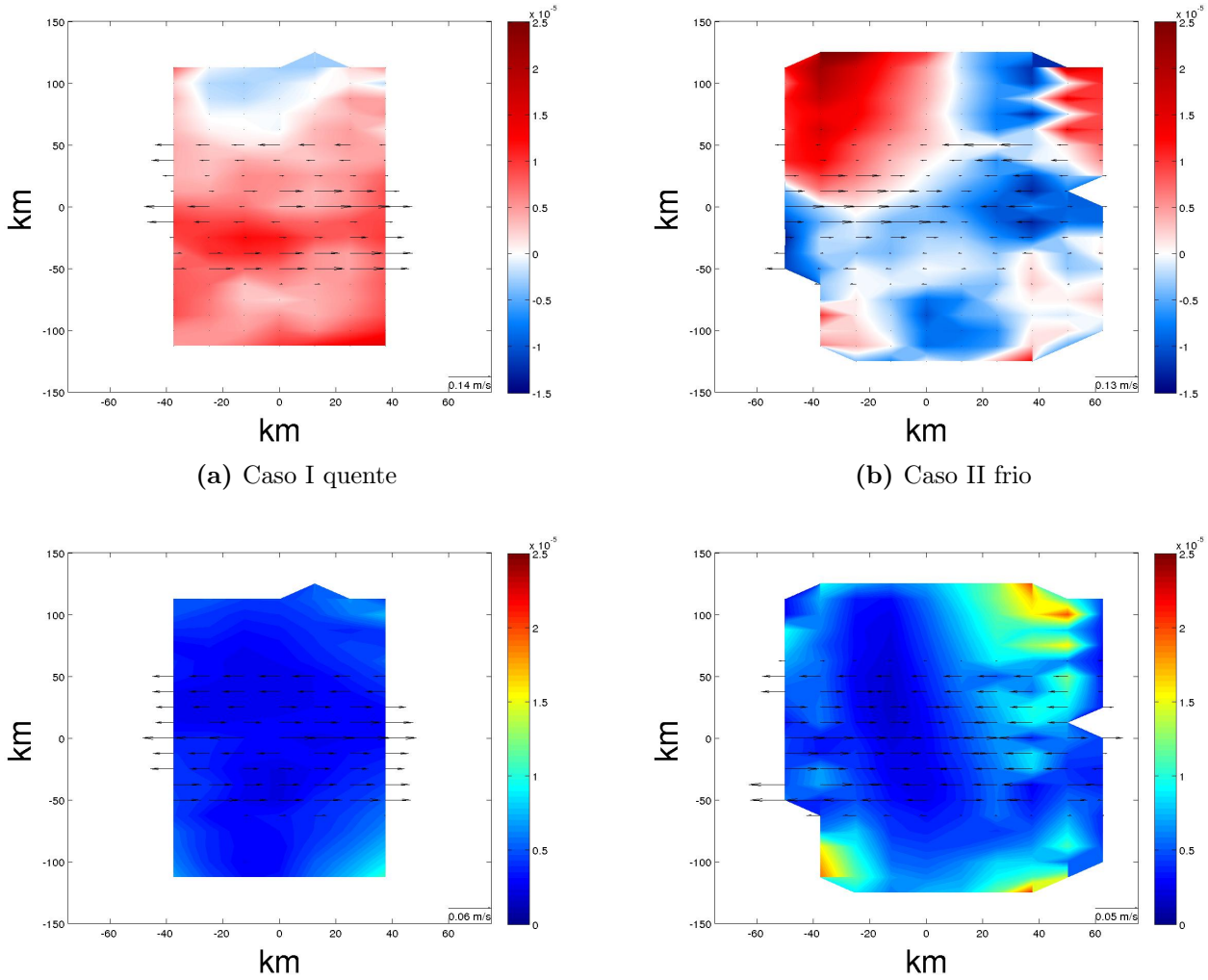
(a) Caso I quente

(b) Caso II frio

(c) Caso I quente

(d) Caso II frio

Figura 4.15: Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições para a subarea 1, na região da CB ao largo da costa sudeste do Brasil. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Divergência média da componente perpendicular do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do divergente (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b).



(a) Caso I quente

(b) Caso II frio

(c) Caso I quente

(d) Caso II frio

Figura 4.16: Campos médios obtidos através do escalonamento multidimensional das composições a subarea 1, na região da CB ao largo da costa sudeste do Brasil. O eixo x e y representam as distâncias zonal e meridional ao centro das frentes-oceânicas no sistema de coordenadas rotacionado. (a) e (b) Vorticidade média da componente tangente do vento (s^{-1}) em hachurado e vetores com a perturbação média dessa componente. (c) e (d) Desvio padrão da média do rotacional (s^{-1}) exibido em (a) e (b) em hachurado. Os vetores tem a magnitude do desvio padrão da média do módulo dos vetores perturbação de (a) e (b).

5. Conclusões

A interação entre o oceano e atmosfera é um assunto que parece não se esgotar. Muitos estudos têm se dedicado a entender como a presença dos gradientes de TSM sobre de vórtices e ao longo das frentes oceânicas induzem perturbações no escoamento atmosférico. Hoje, ainda se busca compreender mais a fundo como essas perturbações retroalimentam os sistemas oceânicos. Nesse trabalho buscávamos quantificar o tamanho das perturbações no campo superficial de vento sobrejacente a frentes oceânicas no Atlântico Sudoeste.

Nosso período de estudo correspondeu à interseção temporal entre o intervalo que o sistema de assimilação de dados do conjunto de análise de TSM OSTIA foi mantido constante e a era do escaterômetro Quickscat, isto é, o ínterim entre novembro de 1999 e novembro de 2007.

Inspirados na ideia de Castelao *et al.* (2006), nós derivamos a posição das frentes oceânicas a partir dos gradientes horizontais de TSM que foram calculados usando o conjunto OSTIA. Assim como os autores, nós aplicamos um algoritmo baseado na técnica de detecção de bordas de imagens de Canny (1986) a fim de identificar as linhas frontais.

Nós rotacionamos o sistema de coordenadas xy de forma a "horizontalizamos"as frentes mantendo seu setor quente no lado positivo de y dando a todas elas a mesma orientação, nós utilizamos *splines* suavizadas e ajustamos uma curva suave aos pon-

tos frontais. que não atendiam a critérios de distância à curva e cuja direção do gradiente divergia do sentido indicado pela curva ajustada. Procedemos então um novo ajuste com uma *spline* refinando a posição da frente oceânica. O processo foi feito ao longo dos 8 anos de dados e nosso algoritmo foi capaz de detectar mais de 96 mil frentes.

Do amplo conjunto de frentes oceânicas, nós separamos aquelas em que houve uma coincidência espacial e temporal com dados do escaterômetro formando uma composição do campo TSM e frente oceânica sob o campo de vento. Mantivemos apenas as composições que atenderam a um critério mínimo de 30 dados de vento, e então nós chegamos a exatas 42627 composições.

Nesse estágio, excluímos as situações em que sistemas atmosféricos como frentes-frias e ciclones introduziam inomogeneidades no campo de vento. Se a forçante atmosférica de larga escala fosse muito forte poderia mascarar os efeitos da presença da frente oceânica. Para filtrar esses casos usamos os dados de vento e pressão da Reanálise Era-Interim. Separamos as composições de acordo com 6 zonas frontais de grande escala no Atlântico Sul: FSA e FP, FST, CM, CBM, segmento sul da CB e segmento sudeste da CB.

Para cada arranjo frente-oceânica/escoamento atmosférico, nós separamos a componentes do vento paralela à frente, $\vec{V}_{\parallel}$, e a componente perpendicular ao sistema oceânico, $\vec{V}_{\perp}$, dados no sistema de coordenadas rotacionado. De onde procedemos o cálculo da vorticidade dada por $\nabla \times \vec{V}_{\parallel}$ e o divergente dado por $\nabla \cdot \vec{V}_{\perp}$. Também foram computadas as perturbações dessas componentes ($\vec{V}'_{\parallel}$ e $\vec{V}'_{\perp}$) com relação a sua média tomada dentro de um setor definido por 25 km colaterais à frente oceânica e 250 km transversais a ela. Dentro das zonas frontais, separamos esses arranjos entre

aqueles que o vento fluía em direção às águas mais quentes (caso I)e em direção às aguas mais frias (caso II). Nós tomamos médias de todos os campos utilizando o escalonamento multidimensional das composições, de onde procedemos as análises.

Os campos de gradiente de TSM médio sazonais derivados do conjunto OSTIA foram capazes de reproduzir as características conhecidas a respeito das principais zonas frontais do Atlântico Sudoeste. As feições associadas às FSA e FP, à FST, à CM, à CBM e à CB foram bem representadas quanto à forma, posição e deslocamento meridional ao longo das estações do ano. A frequência de detecção de frentes oceânicas pelo algoritmo de Cany estava de acordo com a sazonalidade esperada, a exceção do aumento da detecção de frentes na região da FSA e FP durante o verão. Esse aumento não era correspondido pela mesma expansão no campo de gradiente. Nós acreditamos que em função da redução da cobertura de nuvens há maior disponibilidade de dados de TSM de alta resolução sobre essa região no verão. A alteração artificial no nível de suavização dos dados OSTIA levou a um maior número de frentes detectadas no verão. As zonas frontais apresentaram gradientes de TSM entre $4 \pm 1 \cdot 10^{-2}\ ^{\circ}C/km$ e os pixels frontais dessas zonas apresentaram individualmente frequência de detecção de $\approx 10\%$.

A partir dos campos médios de $\vec{V}'_{\perp}$ e de $\nabla \cdot \vec{V}_{\perp}$, nós observamos que em todas as zonas frontais o vento é acelerado ao cruzar uma frente oceânica em direção a águas mais quentes. Essa aceleração já ocorre a 50 km de distância da frente em seu setor frio, e atinge o máximo quando o vento cruza a frente. Os valores de divergência máximo médio foi de $2.5 \pm 0.5 \cdot 10^{-5}\ s^{-1}$. A aceleração que observamos é compatível com a hipótese difundida na literatura. Segundo essa hipótese, a instabilização da

camada limite através dos fluxos de calor do oceano para atmosfera faz com que haja transferência de momento dos níveis superiores para baixo via turbulência.

No caso frio, nós encontramos que ocorre convergência ao longo da linha frontal em função da frenagem do escoamento. Os valores de convergência chegam a $-3.0 \cdot 10^{-5}\ s^{-1}$ em algumas zonas frontais. O vento é freado em média $0.6 \pm 0.2 m/s$ ao passar do lado quente para o lado frio da frente oceânica. Esse valor contrasta com os $1.5 \pm 0.2\ m/s$ de aumento da velocidade do caso I. A faixa de convergência também correspondia a 50 km ao norte e ao sul da frente.

Ainda sobre o caso frio, nossos resultados sugerem que o campo médio de vorticidade responde à divergência do escoamento em aproximado balanço geostrófico. Vorticidade ciclônica é gerada nas áreas de convergência e anticiclônica é gerada nas áreas de divergência. Esses campos escalares apresentaram valores compatíveis entre si. Essas evidências corroboram com o modelo atualmente mais aceito a respeito do caso II. A medida que o ar sopra sobre o setor frio ele vai sendo resfriado dando origem a uma camada limite estavelmente estratificada. O processo e lento e há tempo para que as anomalias de pressão hidrostáticas geradas sejam equilibradas. Nós encontramos indícios de uma aproximada conservação de vorticidade nos nossos resultados que se alinhada ao o modelo proposto.

Contrariamente, geostrofia não foi percebida na relação entre os campos de vorticidade e divergência para o caso I. Ao longo da zona frontal onde ocorria divergência o campo de vorticidade era negativo. Assim como Chelton *et al.* (2004), nós encontramos que o escoamento atmosférico tinha vorticidade positiva sobre o lóbulo da corrente oceânica com vorticidade negativa e vice-versa. Esses indícios levaram os autores a supor que a tensão entre o vento e a corrente poderia ser responsável por

esse efeito no campo de vorticidade. Contudo, como a medida do escaterômetro está relacionada ao movimento relativo entre os fluidos, é possível que este seja apenas um efeito do referencial. Nós ponderamos que na situação II em que o escoamento está mais próximo do laminar há tendência de conservação de vorticidade. Conservação que não e observada no caso I onde ha turbulência. Assim como no estudo de O'NEILL *et al.* (2003), para o caso I encontramos que a vorticidade equivale a aproximadamente metade do campo de divergência. Ainda assim, sublinhamos que no caso II os campos se equivalem.

A semelhança de outros estudos, obtivemos que em pequena escala atmosférica valores de rotacional induzidos pelo gradiente de TSM são comparáveis a vorticidade de larga escala. Assim a vorticidade gerada pela perturbação oceânica na atmosfera pode retroalimentar o oceano através do bombeamento de Ekman. Avaliar como ocorre esse acoplamento está fora do escopo do presente trabalho, no entanto, cabe aqui uma reflexão. Os efeitos da convergência na atmosfera não ficam confinados a camada limite, eles são comunicados a atmosfera livre e muitas vezes forma nuvens como já foi observado na corrente do Golfo. Soma-se a essa informação que muitos trabalhos têm encontrado um consistente aumento no calor armazenado nos oceanos desde que medidas altimétricas começaram a ser tomadas. Em um cenário em que os gradientes de TSM sejam intensificados, o processo estudado nesse trabalho pode ter maiores impactos. Como trabalho futuro, invés de médias, desejamos avaliar a tendência da série temporal do divergente e rotacional induzido pelos gradientes de TSM, e conjuntamente introduzir uma melhoria metodológica na detecção das frentes oceânicas.

Referências Bibliográficas

ACEVEDO, O. C.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ANABOR, V.; DEGRAZIA, G. A. Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the brazil-malvinas confluence, south atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 115, n. D22, 2010.

BACH, W. An urban circulation model. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*, Springer, v. 18, n. 2, p. 155–168, 1970.

BAKER, M. A.; GIBSON, C. H. Sampling turbulence in the stratified ocean: Statistical consequences of strong intermittency. *Journal of Physical Oceanography*, v. 17, n. 10, p. 1817–1836, 1987.

BANG, N. Characteristics of an intense ocean frontal system in the upwell regime west of cape town. *Tellus*, Wiley Online Library, v. 25, n. 3, p. 256–265, 1973.

BARD, E.; RICKABY, R. E. Migration of the subtropical front as a modulator of glacial climate. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 460, n. 7253, p. 380–383, 2009.

BELL, M.; HINES, A.; MARTIN, M. *Variational assimilation evolving individual observations and their error estimates*. [S.l.]: Ocean Applications, Meteorological Office, 2003.

BELL, M. J.; FORBES, R. M.; HINES, A. Assessment of the foam global data assimilation system for real-time operational ocean forecasting. *Journal of Marine Systems*, Elsevier, v. 25, n. 1, p. 1–22, 2000.

BIGGS, W. G.; GRAVES, M. E. A lake breeze index. *Journal of Applied meteorology*, v. 1, n. 4, p. 474–480, 1962.

BORGNE, P. L.; MARSOUIN, A.; ORAIN, F.; ROQUET, H. Operational sea surface temperature bias adjustment using aatsr data. *Remote Sensing of Environment*, Elsevier, v. 116, p. 93–106, 2012.

BOWMAN, M. J.; ESAIAS, W. E. *Oceanic Fronts in Coastal Processes: Proceedings of a Workshop Held at the Marine Sciences Research Center, May 25–27, 1977*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2012.

BURLS, N.; REASON, C. Sea surface temperature fronts in the midlatitude south atlantic revealed by using microwave satellite data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 111, n. C8, 2006.

CAMARGO, R.; TODESCO, E.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Modulation mechanisms of marine atmospheric boundary layer at the brazil-malvinas confluence region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 118, n. 12, p. 6266–6280, 2013.

CAMPOS, E. J.; VELHOTE, D.; SILVEIRA, I. C. da. Shelf break upwelling driven by brazil current cyclonic meanders. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 27, n. 6, p. 751–754, 2000.

CANNY, J. A computational approach to edge detection. *Pattern Analysis and Machine Intelligence, IEEE Transactions on*, IEEE, n. 6, p. 679–698, 1986.

CASTELAO, R. M.; MAVOR, T. P.; BARTH, J. A.; BREAKER, L. C. Sea surface temperature fronts in the california current system from geostationary satellite observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 111, n. C9, 2006.

CASTRO, B. d.; MIRANDA, L. d. Physical oceanography of the western atlantic continental shelf located between 4 n and 34 s. *The sea*, John Wiley & Sons: New York, v. 11, n. 1, p. 209–251, 1998.

CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S. K.; SCHLAX, M. G.; THUM, N.; FREILICH, M. H.; WENTZ, F. J.; GENTEMANN, C. L.; MCPHADEN, M. J.; SCHOPF, P. S. Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical pacific. *Journal of Climate*, v. 14, n. 7, p. 1479–1498, 2001.

CHELTON, D. B.; SCHLAX, M. G.; FREILICH, M. H.; MILLIFF, R. F. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. *science*, American Association for the Advancement of Science, v. 303, n. 5660, p. 978–983, 2004.

CHEN, D.; LIU, W. T.; TANG, W.; WANG, Z. Air-sea interaction at an oceanic front: Implications for frontogenesis and primary production. *Geophysical research letters*, Wiley Online Library, v. 30, n. 14, 2003.

COLLINS, C.; MOOERS, C.; STEVENSON, M.; SMITH, R.; PATTULLO, J. Direct current measurements in the frontal zone of a coastal upwelling region. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, v. 24, n. 6, p. 295, 1968.

CORNILLON, P.; PARK, K. Warm core ring velocities inferred from nscat. *Geophysical research letters*, Wiley Online Library, v. 28, n. 4, p. 575–578, 2001.

COTTON, W. R.; SR, R. A. P. *Human impacts on weather and climate*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2007.

CROMWELL, T.; REID, J. L. A study of oceanic fronts1. *Tellus*, Wiley Online Library, v. 8, n. 1, p. 94–101, 1956.

DEACON, G. E. A general account of the hydrology of the south atlantic ocean. Cambridge University Press, 1933.

DEE, D.; UPPALA, S.; SIMMONS, A.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M.; BALSAMO, G.; BAUER, P. *et al.* The era-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, Wiley Online Library, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011.

DEWAR, W. K. On the dynamics of the zapiola anticyclone. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, n. C9, p. 21–137, 1999.

DONLON, C. J.; MARTIN, M.; STARK, J.; ROBERTS-JONES, J.; FIEDLER, E.; WIMMER, W. The operational sea surface temperature and sea ice analysis (ostia) system. *Remote Sensing of Environment*, Elsevier, v. 116, p. 140–158, 2012.

FEDOROV, K. N. The physical nature and structure of oceanic fronts. Springer-Verlag New York Inc., New York, NY, 1986.

FRANKS, P. J. Sink or swim: Accumulation of biomass at fronts. *Marine ecology progress series. Oldendorf*, v. 82, n. 1, p. 1–12, 1992.

GARFIELD, N. Surface characteristics of the brazil current. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, v. 69, n. 44, p. 1237, 1988.

GARVINE, R. W. Dynamics of small-scale oceanic fronts. *Journal of Physical Oceanography*, v. 4, n. 4, p. 557–569, 1974.

GARVINE, R. W. Physical features of the connecticut river outflow during high discharge. *Journal of Geophysical Research*, Wiley Online Library, v. 79, n. 6, p. 831–846, 1974.

GILLE, S. T. Mean sea surface height of the antarctic circumpolar current from geosat data: Method and application. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 99, n. C9, p. 18255–18273, 1994.

GONI, G. J.; BRINGAS, F.; DINEZIO, P. N. Observed low frequency variability of the brazil current front. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, Wiley Online Library, v. 116, n. C10, 2011.

GORDON, A. L.; GREENGROVE, C. L. Geostrophic circulation of the brazil-falkland confluence. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, Elsevier, v. 33, n. 5, p. 573–585, 1986.

HANNA, S. R.; GIFFORD, F. A. Meteorological effects of energy dissipation at large power parks. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 56, n. 10, p. 1069–1076, 1975.

HANNA, S. R.; SWISHER, S. D. Meteorological effects of heat and moisture produced by man. *Nuclear Safety*, US GOVERNMENT PRINTING OFFICE SUPERINTENDENT DOCUMENTS, WASHINGTON, DC 20402-9325, v. 12, n. 2, p. 114, 1971.

HAYES, S.; MCPHADEN, M.; WALLACE, J. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial pacific: Weekly to monthly variability. *Journal of Climate*, v. 2, n. 12, p. 1500–1506, 1989.

HOLTON, J. R.; HAKIM, G. J. *An introduction to dynamic meteorology*. [S.l.]: Academic press, 2012.

IKEDA, Y.; SIEDLER, G.; ZWIERZ, M. On the variability of southern ocean front locations between southern brazil and the antarctic peninsula. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, n. C4, p. 4757–4762, 1989.

(JPL), N. J. P. L. *Surface Water and Ocean Topography Mission (SWOT)*. 2009. Disponível em: <http://decadal.gsfc.nasa.gov/documents/13_SWOT.pdf>.

KAO, T. W.; PARK, C.; PAO, H.-P. Buoyant surface discharge and small-scale oceanic fronts: A numerical study. *Journal of Geophysical Research*, Wiley Online Library, v. 82, n. 12, p. 1747–1752, 1977.

KATZ, E. J. Further study of a front in the sargasso sea. *Tellus A*, v. 21, n. 2, 1969.

KILPATRICK, T.; SCHNEIDER, N.; QIU, B. Atmospheric response to a midlatitude sst front: Alongfront winds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 73, n. 9, p. 3489–3509, 2016.

KIRKWOOD, T. B. Geometric means and measures of dispersion. *Biometrics*, JSTOR, p. 908–909, 1979.

KLEMAS, V. Fisheries applications of remote sensing: an overview. *Fisheries Research*, Elsevier, v. 148, p. 124–136, 2013.

KNAUSS, J. A. An observation of an oceanic front. *Tellus A*, v. 9, n. 2, 1957.

KRUMMEL, O. Bemerkungen fiber die meeresstromungen und temperaturen in der falklandsee. *Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte*, na, v. 2, n. 2, p. 22, 1882.

LIMA, I. D.; GARCIA, C. A.; MÖLLER, O. O. Ocean surface processes on the southern brazilian shelf: characterization and seasonal variability. *Continental Shelf Research*, Elsevier, v. 16, n. 10, p. 1307–1317, 1996.

LINDZEN, R. S.; NIGAM, S. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 44, n. 17, p. 2418–2436, 1987.

LIU, W. T. Progress in scatterometer application. *Journal of Oceanography*, Springer, v. 58, n. 1, p. 121–136, 2002.

LIU, W. T.; XIE, X.; POLITO, P. S.; XIE, S.-P.; HASHIZUME, H. Atmospheric manifestation of tropical instability wave observed by quikscat and tropical rain measuring mission. *Geophysical Research Letters*, v. 27, n. 16, p. 2545–2548, 2000.

LODER, J. W.; GREENBERG, D. A. Predicted positions of tidal fronts in the gulf of maine region. *Continental Shelf Research*, Elsevier, v. 6, n. 3, p. 397–414, 1986.

LUTJEHARMS, J. Location of frontal systems between africa and antarctica: some preliminary results. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, Elsevier, v. 32, n. 12, p. 1499–1509, 1985.

LUTJEHARMS, J.; STOCKTON, P. Kinematics of the upwelling front off southern africa. *South African Journal of Marine Science*, Taylor & Francis, v. 5, n. 1, p. 35–49, 1987.

LUTJEHARMS, J. E.; VALENTINE, H. Southern ocean thermal fronts south of africa. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, Elsevier, v. 31, n. 12, p. 1461–1475, 1984.

LYONS, W. A. The climatology and prediction of the chicago lake breeze. *Journal of Applied Meteorology*, v. 11, n. 8, p. 1259–1270, 1972.

MANINS, P.; SAWFORD, B. A model of katabatic winds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 36, n. 4, p. 619–630, 1979.

MARSHALL, J.; PLUMB, R. A. *Atmosphere, ocean and climate dynamics: an introductory text*. [S.l.]: Academic Press, 1965.

MARTIN, M.; HINES, A.; BELL, M. Data assimilation in the foam operational short-range ocean forecasting system: a description of the scheme and its impact. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Bracknell: Royal Meteorological Society, 1884-, v. 133, n. 625, p. 981–996, 2007.

MASUNAGA, R.; NAKAMURA, H.; MIYASAKA, T.; NISHII, K.; TANIMOTO, Y. Separation of climatological imprints of the kuroshio extension and oyashio fronts on the wintertime atmospheric boundary layer: Their sensitivity to sst resolution prescribed for atmospheric reanalysis. *Journal of Climate*, v. 28, n. 5, p. 1764–1787, 2015.

MCPHADEN, M. J. Genesis and evolution of the 1997-98 el niño. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 283, n. 5404, p. 950–954, 1999.

MENDES, D.; SOUZA, E. P.; MARENGO, J. A.; MENDES, M. C. Climatology of extratropical cyclones over the south american–southern oceans sector. *Theoretical and Applied Climatology*, Springer, v. 100, n. 3-4, p. 239–250, 2010.

MOORE, J. K.; ABBOTT, M. R.; RICHMAN, J. G. Location and dynamics of the antarctic polar front from satellite sea surface temperature data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 104, n. C2, p. 3059–3073, 1999.

NONAKA, M.; XIE, S.-P. Covariations of sea surface temperature and wind over the kuroshio and its extension: evidence for ocean-to-atmosphere feedback*. *Journal of Climate*, v. 16, n. 9, p. 1404–1413, 2003.

OLSON, D. B.; PODESTÁ, G. P.; EVANS, R. H.; BROWN, O. B. Temporal variations in the separation of brazil and malvinas currents. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, Elsevier, v. 35, n. 12, p. 1971–1990, 1988.

O'NEILL, L. W.; CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S. K. Observations of sst-induced perturbations of the wind stress field over the southern ocean on seasonal ti-

mescales. *Surface Wind Modification Near Mid-Latitude Ocean Fronts: Observational and Dynamical Analysis*, p. 9, 2003.

O'NEILL, L. W.; CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S. K.; WENTZ, F. J. High-resolution satellite measurements of the atmospheric boundary layer response to sst variations along the agulhas return current. *Surface Wind Modification Near Mid-Latitude Ocean Fronts: Observational and Dynamical Analysis*, p. 54, 2005.

PARK, K.; CORNILLON, P.; CODIGA, D. L. Modification of surface winds near ocean fronts: Effects of gulf stream rings on scatterometer (quikscat, nscat) wind observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 111, n. C3, 2006.

PARK, Y.-H.; GAMBÉRONI, L.; CHARRIAUD, E. Frontal structure and transport of the antarctic circumpolar current in the south indian ocean sector, 40–80 e. *Marine Chemistry*, Elsevier, v. 35, n. 1, p. 45–62, 1991.

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the south atlantic ocean. *Progress in oceanography*, Elsevier, v. 26, n. 1, p. 1–73, 1991.

PETERSON, R. G.; WHITWORTH, T. The subantarctic and polar fronts in relation to deep water masses through the southwestern atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 94, n. C8, p. 10817–10838, 1989.

PEZZI, L.; SOUZA, R.; FARIAS, P.; ACEVEDO, O.; MILLER, A. Air-sea interaction at the southern brazilian continental shelf: In situ observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, 2016.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. d.; DOURADO, M. S.; GARCIA, C. A. E.; MATA, M.; SILVA-DIAS, M. Ocean-atmosphere in situ observations at the brazil-malvinas confluence region. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 32, n. 22, 2005.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. de; ACEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A.; CAMARGO, R. de. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the brazil-malvinas confluence region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 114, n. D19, 2009.

PIELKE, R. A. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Reviews of Geophysics*, Wiley Online Library, v. 39, n. 2, p. 151–177, 2001.

PINGREE, R.; GRIFFITHS, D. Tidal fronts on the shelf seas around the british isles. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, Wiley Online Library, v. 83, n. C9, p. 4615–4622, 1978.

POLITO, P. S.; RYAN, J. P.; LIU, W. T.; CHAVEZ, F. P. Oceanic and atmospheric anomalies of tropical instability waves. *Geophys. Res. Lett*, v. 28, n. 11, p. 2233–2236, 2001.

PRANTS, S.; BUDYANSKY, M.; ULEYSKY, M. Y. Identifying lagrangian fronts with favourable fishery conditions. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, Elsevier, v. 90, p. 27–35, 2014.

REYNOLDS, R. W.; CHELTON, D. B.; ROBERTS-JONES, J.; MARTIN, M. J.; MENEMENLIS, D.; MERCHANT, C. J. Objective determination of feature

resolution in two sea surface temperature analyses. *Journal of Climate*, v. 26, n. 8, p. 2514–2533, 2013.

REYNOLDS, R. W.; SMITH, T. M.; LIU, C.; CHELTON, D. B.; CASEY, K. S.; SCHLAX, M. G. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *Journal of Climate*, v. 20, n. 22, p. 5473–5496, 2007.

ROBERTS-JONES, J.; BOVIS, K.; MARTIN, M. J.; MCLAREN, A. Estimating background error covariance parameters and assessing their impact in the ostia system. *Remote Sensing of Environment*, Elsevier, v. 176, p. 117–138, 2016.

ROBINSON, I.; PIOLLÉ, J.-F.; LEBORGNE, P.; POULTER, D.; DONLON, C.; ARINO, O. Widening the application of aatsr sst data to operational tasks through the medspiration service. *Remote Sensing of Environment*, Elsevier, v. 116, p. 126–139, 2012.

ROBINSON, I. S. *Discovering the Ocean from Space: The unique applications of satellite oceanography*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2010.

RODEN, G. I. Thermohaline fronts and baroclinic flow in the argentine basin during the austral spring of 1984. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 91, n. C4, p. 5075–5093, 1986.

SAMELSON, R.; SKYLLINGSTAD, E.; CHELTON, D.; ESBENSEN, S.; O'NEILL, L.; THUM, N. On the coupling of wind stress and sea surface temperature. *Journal of climate*, v. 19, n. 8, p. 1557–1566, 2006.

SARACENO, M.; PROVOST, C.; PIOLA, A. R. On the relationship between satellite-retrieved surface temperature fronts and chlorophyll a in the western

south atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, Wiley Online Library, v. 110, n. C11, 2005.

SARACENO, M.; PROVOST, C.; PIOLA, A. R.; BAVA, J.; GAGLIARDINI, A. Brazil malvinas frontal system as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, Wiley Online Library, v. 109, n. C5, 2004.

SARACENO, M.; PROVOST, C.; ZAJACZKOVSKI, U. Long-term variation in the anticyclonic ocean circulation over the zapiola rise as observed by satellite altimetry: Evidence of possible collapses. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, Elsevier, v. 56, n. 7, p. 1077–1092, 2009.

SCALES, K. L.; MILLER, P. I.; EMBLING, C. B.; INGRAM, S. N.; PIROTTA, E.; VOTIER, S. C. Mesoscale fronts as foraging habitats: composite front mapping reveals oceanographic drivers of habitat use for a pelagic seabird. *Journal of the Royal Society Interface*, The Royal Society, v. 11, n. 100, p. 20140679, 2014.

SCHMID, C.; SCHÄFER, H.; ZENK, W.; PODESTÁ, G. The vitória eddy and its relation to the brazil current. *Journal of Physical Oceanography*, v. 25, n. 11, p. 2532–2546, 1995.

SMALL, R.; XIE, S.; O?NEILL, L.; SEO, H.; SONG, Q.; CORNILLON, P.; SPALL, M.; MINOBE, S. *et al.* Air–sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, Elsevier, v. 45, n. 3, p. 274–319, 2008.

SONG, Q.; CORNILLON, P.; HARA, T. Surface wind response to oceanic fronts. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, Wiley Online Library, v. 111, n. C12, 2006.

SPARROW, M. D.; CAILLAUD, M.-C.; BROWN, J.; STEVENS, D. P. Frontal structure of the antarctic circumpolar current in the south indian ocean. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, v. 101, n. C3, p. 6377–6391, 1996.

SR, R. A. P. *Mesoscale meteorological modeling*. [S.l.]: Academic press, 2013.

TOKINAGA, H.; TANIMOTO, Y.; XIE, S.-P. Sst-induced surface wind variations over the brazil-malvinas confluence: Satellite and in situ observations*. *Journal of climate*, v. 18, n. 17, p. 3470–3482, 2005.

TOMCZAK, M.; GODFREY, J. S. *Regional oceanography: an introduction*. [S.l.]: Elsevier, 2013.

TRENBERTH, K. E.; HURRELL, J. W. Decadal atmosphere-ocean variations in the pacific. *Climate Dynamics*, Springer, v. 9, n. 6, p. 303–319, 1994.

VIVIER, F.; PROVOST, C. Direct velocity measurements in the malvinas current. *Journal of geophysical research*, v. 104, n. C9, p. 21–083, 1999.

VOORHIS, A. D. *The horizontal extent and persistence of thermal fronts in the Sargasso Sea*. [S.l.]: Woods Hole Oceanographic Institution, 1969.

WAINER, I.; GENT, P. Annual cycle of the brazil-malvinas confluence region in the national center for atmospheric research climate system. *Journal of Geophysical Research*, v. 105, n. C11, p. 26–167, 2000.

WALLACE, J. M.; MITCHELL, T.; DESER, C. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial pacific: Seasonal and interannual variability. *Journal of Climate*, v. 2, n. 12, p. 1492–1499, 1989.

WHITWORTH, T.; NOWLIN, W. D. Water masses and currents of the southern ocean at the greenwich meridian. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 92, n. C6, p. 6462–6476, 1987.

WOLD, S. Spline functions in data analysis. *Technometrics*, Taylor & Francis Group, v. 16, n. 1, p. 1–11, 1974.

WOOSTER, W. S. Equatorial front between peru and galapagos. *Deep Sea Res*, v. 16, p. 407–419, 1969.

WRIGHT, L.; COLEMAN, J. M. Effluent expansion and interfacial mixing in the presence of a salt wedge, mississippi river delta. *Journal of Geophysical Research*, Wiley Online Library, v. 76, n. 36, p. 8649–8661, 1971.

XIE, S.-P. Satellite observations of cool ocean-atmosphere interaction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, American Meteorological Society, v. 85, n. 2, p. 195, 2004.

ZDUNKOWSKI, W.; BOTT, A. *Dynamics of the Atmosphere: A course in theoretical Meteorology*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2003.