COPPE UFRJ
Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia

A VARIABILIDADE DE MESOESCALA AO LARGO DO CABO DE SÃO TOMÉ

Natalia D'Ávila Lima

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Oceânica.

Orientador: Afonso de Moraes Paiva

Rio de Janeiro
Março de 2017

A VARIABILIDADE DE MESOESCALA AO LARGO DO CABO DE SÃO TOMÉ

Natalia D'Ávila Lima

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA OCEÂNICA.

Examinada por:

Prof. Afonso de Moraes Paiva, Ph.D.

Prof. Mauro Cirano, Ph.D.

Prof. Leandro Calado, Ph.D.

Prof. Susana Beatriz Vinzon, D.Sc

Prof. Paulo Cesar Colonna Rosman, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL
MARÇO DE 2017

Lima, Natalia D'Ávila

A variabilidade de mesoescala ao largo do Cabo de São Tomé/Natalia D'Ávila Lima. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2017.

XX, 124 p.: il.; 29, 7cm.

Orientador: Afonso de Moraes Paiva

Tese (doutorado) – UFRJ/COPPE/Programa de Engenharia Oceânica, 2017.

Referências Bibliográficas: p. 110 – 118.

1. Corrente do Brasil. 2. Corrente de Contorno Intermediária . 3. Meandros e Vórtices. 4. Análise de Dados. I. Paiva, Afonso de Moraes. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Oceânica. III. Título.

Aos meus pais Carlos Quirino e

Elisabete e meu irmão Helder.

Agradecimentos

Agradeço a todos que direta ou indiretamente ajudaram na realização deste trabalho. A meu orientador, Afonso de Moraes Paiva, pelo seu apoio, dedicação e incentivo durante a realização desta tese. Ao Luiz Alexandre de Araújo Guerra, César Henrique de Assis Ribeiro e ao Uggo Pinho pelos conhecimentos transmitidos, incentivos e conselhos dados. À PETROBRAS, pela oportunidade e autorização do uso dos dados presentes neste trabalho. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo suporte financeiro que possibilitou esta pesquisa. Aos colegas do Grupo de Processos Oceânicos (GruPO)/ Laboratório de Oceanografia Física (LOF) do programa de Engenharia Oceânica (PEnO) pela atenção, apoio, ajuda e esclarecimento de dúvidas, em especial a Mariela Gabioux, Guilherme Nogueira Mill e Vladimir Santos da Costa, pela dedicação e participação no desenvolvimento deste trabalho. Ao Cesar Barbedo Rocha pelas informações e atenção dispensada. Aos meus amigos pelo apoio e incentivo dado e que tornaram mais agradável o período de realização desta pesquisa. Por último, agradeço e dedico este trabalho a meus pais Carlos Quirino Lima e Elisabete Cristina D. Lima e meu irmão Helder Q. L. Lima, que sem dúvidas foram os meus maiores incentivadores e colaboradores.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

A VARIABILIDADE DE MESOESCALA AO LARGO DO CABO DE SÃO TOMÉ

Natalia D'Ávila Lima

Março/2017

Orientador: Afonso de Moraes Paiva

Programa: Engenharia Oceânica

A variabilidade de mesoescala associada ao meandramento e geração de vórtices pela Corrente do Brasil (CB) ao largo do Cabo de São Tomé foi estudada, de 2005 a 2012, com base na análise integrada de séries temporais de velocidade da corrente, campos de anomalia de altura da superfície do mar (AASM), clorofila-a e temperatura da superfície do mar (TSM), perfis de temperatura obtidas por XBT e perfiladores ARGO (e salinidade). Processos de formação de grandes meandros e vórtices tiveram uma periodicidade relacionada a picos de densidade espectral centrado entre 70 a 100 dias. A estrutura bimodal da frente térmica mostrou-se mais frequente associada a formação mútua de meandros do que a formação de vórtices. A interação da mesoescala com o sistema Corrente do Brasil-Corrente de Contorno Intermediária (CB-CCI) ocorreu até pelo menos 900 m de profundidade. Durante a formação dos vórtices observou-se na distribuição de energia cinética uma dominância do modo barotrópico. Dos 22 vórtices rastreados, 6 destacaram-se da CB como anéis isolados e foram emitidos e 16 permaneceram como vórtices frontais. Dos anéis, 4 migraram em direção ao norte e 2 em direção ao sul. Em média os vórtices que se destacaram foram maiores, intensos e duradouros do que os vórtices frontais. Seções de XBTs, permitiram determinar a estrutura termohalina e de velocidade geostrófica estimada de 7 vórtices. Nestes a energia cinética variou de 1 a 2 PJ e a energia potencial disponível variou de 0,06 a 1,1 PJ.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

THE MESOESCALE VARIABILITY NEAR CAPE SÃO TOMÉ

Natalia D'Ávila Lima

March/2017

Advisor: Afonso de Moraes Paiva

Department: Ocean Engineering

The mesoscale variability associated to the meander and eddies development by Brazil Current (BC) along the São Tomé Cape was studied from 2005 to 2012 based on the integrated analysis of time series of current velocity, sea level anomaly (SLA) fields, chlorophyll-a and sea surface temperature (SST) and temperature profiles obtained by XBT and ARGO profilers (and salinity). The eddy processes have a periodicity related to the spectral density peak between 70 and 100 days. The bimodal structure of the thermal front was observed and was more often associated with a mutual meanders development than eddies formation. The mesoscale interaction with the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current (BC-IWBC) system occurred until 900 m depth. During the eddies development, a dominance of the barotropic mode was observed in the kinetic energy barotropic/baroclinic partition. With the SLA images analysis it was possible to track 22 vortices, where 16 remained as frontal eddies and 6 were detach from the main current giving rise to isolated rings (4 rings migrated toward the north and 2 moved toward the south). In average, the frontal eddies were larger, more intense and longer than rings. Sections of XBT, allowed to determine the thermohaline structure and estimated geostrophic velocity of 7 eddies (3 rings and 4 frontal eddies). In these it was observed that the kinetic energy ranged from 1 to 2 PJ and the available potential energy ranged from 0.06 to 1.1 PJ.

Sumário

Lista de Figuras **x**

Lista de Tabelas **xix**

1 Introdução **1**

2 Revisão Bibliográfica **5**

2.1 Sistema CB-CCI 5

2.2 Variabilidade de Mesoescala 7

3 Metodologia **13**

3.1 Dados coletados *in situ* 13

3.1.1 Dados de ADCP 13

3.1.2 Seções de XBT 15

3.1.3 Perfiladores ARGOs 17

3.2 Sensoriamento Remoto 18

3.2.1 Anomalia de altura da superfície do mar (AASM) 19

3.2.2 Temperatura da Superfície do Mar (TSM) 19

3.2.3 Clorofila-a 20

3.3 Análise dos dados 21

3.3.1 Análise Espectral 21

3.3.2 Funções Ortogonais Empíricas 21

3.3.3 Modos Dinâmicos lineares (ou Modos Normais) 22

4 Frente Térmica da Corrente do Brasil **25**

4.1 Variabilidade da frente térmica da Corrente do Brasil em Cabo de São Tomé 25

4.2 Estrutura bimodal da frente térmica da Corrente do Brasil entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio 34

5 Variabilidade do Sistema CB-CCI 41

5.1 O sistema CB-CCI e a interação com os vórtices 41

5.2 Variabilidade: análise de EOF 49

5.3 Energia Cinética (EC) 52

5.3.1 Vorticidade 65

6 Os vórtices do Cabo de São Tomé 67

6.1 Caracterização em superfície 69

6.2 Estrutura Vertical de Massa e Velocidade Geostrófica Associada . . . 75

6.2.1 Energia Potencial Disponível e Energia Cinética 81

7 Emissão dos vórtices do Cabo de São Tomé 84

7.1 Vórtice 15 (abril de 2011) 85

7.2 Vórtice 22 (abril de 2013) 92

7.3 Vórtice 21 (outubro 2012) 96

8 Conclusões 102

Referências Bibliográficas 110

A Instabilidade Baroclínica e fluxos de energia 119

Lista de Figuras

3.1 Localização dos ADCPs fundeados. Bacia de Campos: F1 (azul), F2 (preto), F3 (magenta), F4 (branco), F5 (vermelho), F6 (ciano), F7 (amarelo), F8 (verde). Bacia do Espírito-Santo: F9 (estrela preta). . . 14

3.2 Período de amostragem dos dados de velocidade da corrente coletados na Bacia de Campos: F1 (azul), F2 (preto), F3 (magenta), F4 (branco), F5 (vermelho), F6 (ciano), F7 (amarelo), F8 (verde); e Bacia do Espírito-Santo: F9 (estrela preta), conforme apresentado na Figura 3.1. 15

3.3 Seções de XBTs (*Expendable Bathythermograph*) AX97 em alta densidade realizadas pelo MOVAR em: Fevereiro de 2006 (preto), Dezembro de 2006 (vermelho), Maio de 2011 (azul), Novembro de 2011 (magenta), Fevereiro de 2012 (verde), Outubro de 2012 (amarelo) e Abril de 2013 (branco). 16

3.4 Localização dos perfis de tempertura e salinidade da água do mar obtidos por perfiladores de deriva livre ARGO selecionados para o estudo. 18

4.1 Painel esquerdo: localização da seção transversal da CB média sob a posição da frente térmica interna da CB em 03/07/10 (ponto vermelho) e da média calculada para os 9 anos analisados (ponto mangenta), e a localização do fundeio F7 (estrela amarela). Isolinha preta mostra a isoterma de 24,6°C. Painel direito: posição da frente térmica interna da CB (vermelho) em relação a seção transversal do dia 03/07/10. 27

4.2 Hovmöller de TSM extraída da seção transversal de 01/01/05 a 31/12/13. A linha preta contínua mostra a posição da frente térmica da CB, a reta, a posição média (em 100,3 km) e a tracejada, a média somada ao desvio padrão de 30,5 km. As estrelas brancas indicam o primeiro dia de rastreamento de 22 vórtices identificados no estudo. . 29

4.3 Espectro estimado da série temporal de TSM extraída diariamente de 01/01/05 a 31/12/13 ao longo da seção inclinada da Figura 4.1. As linhas tracejadas são o intervalo de confiança de 95%. 30

4.4 Comparação entre três séries temporais: posição da frente térmica interna da CB (linha azul), velocidade representativa do fluxo transversal a linha de costa da CB (linha preta) e da CCI (linha tracejada). O período foi de 30/08/09 a 25/11/12. 31

4.5 Espectros estimados das séries temporais de posição da frente térmica da CB (linha preta), velocidades representativa do fluxo transversal a linha de costa da CB (linha preta em negrito) e da CCI (linha preta tracejada). As três séries temporais correspodem ao período de 30/08/09 a 25/11/12. 32

4.6 Análise de coerência entre as séries temporais da posição da frente térmica interna da CB e velocidade representativa do fluxo transversal a linha de costa da CB (linha preta) e posição da frente térmica interna da CB e velocidade representativa do fluxo transversal a linha de costa da CCI (linha preta tracejada). A reta ponto-tracejada representa o intervalo de confiança de 95%. 34

4.7 Imagem MUR de TSM do dia 01/03/12 com a localização da seção transversal a frente térmica da CB em Cabo Frio e Cabo de São Tomé. Os pontos vermelhos indicam a posição da frente térmica da CB calculada no dia 01/03/12. O ponto magenta mostra a posição média da frente térmica interna da CB em Cabo Frio ao longo dos 9 anos analisados. A isolinha preta demarca a isoterma de 24,6°C. . . . 35

4.8 Hovmöller de TSM extraída da seção transversal inclinada apresentada na Figura 4.7 (Cabo Frio) de 01/01/05 a 31/12/13. A linha preta contínua mostra a posição da frente térmica da CB, a reta, a posição média (em 122,1 km) e a tracejada, a média somada ao desvio padrão de 37,3 km. 36
4.9 Espectro estimado da série temporal de TSM extraída diariamente de 01/01/05 a 31/12/13 ao longo da seção inclinada da Figura 4.8. As linhas tracejadas são o intervalo de confiança de 95%. 37
4.10 Comparação entre as séries temporais da posição da frente térmica interna da CB em Cabo Frio (linha preta tracejada) e Cabo de São Tomé (linha azul). As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de 22 vórtices indentificados no estudo ao largo do Cabo de São Tomé. 38
4.11 Análise de coerência entre as séries temporais da posição da frente térmica interna da CB em Cabo Frio e Cabo de São Tomé. A reta tracejada representa o intervalo de confiança de 95%. 39

5.1 Perfil de velocidade paralela a linha de costa da corrente obtida *in situ* pelo fundeio F2 (Figura 3.1), até a profundidade de 600 m, de novembro de 2007 a janeiro de 2008, ao largo do Cabo de São Tomé. . 42
5.2 Média da velocidade da corrente medida a aproximadamente 50 m (azul) e 550 m (vermelho) de profundidade nos fundeios F1, F2, F3, F4, F5 F6, F7 e F8. 43
5.3 Perfil de velocidade paralela a linha de costa da corrente obtida *in situ* pelo fundeio F5 (Figura 3.1), até a profundidade de 900 m, de março a julho de 2011, ao largo do Cabo de São Tomé. 44
5.4 Perfil de velocidade paralela a linha de costa da corrente obtida *in situ* pelo fundeio F7 (Figura 3.1), até a profundidade de 900 m, de setembro a novembro de 2012, ao largo do Cabo de São Tomé. 44
5.5 Velocidades paralela a linha de costa média (painel esquerdo) e transversal a linha de costa média (painel direito) observadas nos fundeios: F5 (vermelho), F6 (ciano), F7 (amarelo) e F8 (verde). . . . 46

5.6 Velocidades paralela a linha de costa média (painel esquerdo) e transversal a linha de costa média (painel direito) observadas nos fundeios: F1 (azul), F2 (preto), F3 (magenta) e F4 (branco). 46
5.7 Velocidades paralela (painel esquerdo) e transversal (painel direito) a linha de costa média calculda no fundeio F5 de maio de 2010 a dezembro de 2011. As barras laterais representam o desvio padrão da velocidade. 48
5.8 Velocidades paralela (painel esquerdo) e transversal (painel direito) a linha de costa média calculadas no fundeio F3 de abril a novembro de 2012. As barras laterais representam o desvio padrão da velocidade. 48
5.9 Estrutura dos dois primeiros modos estatísticos M1 (em azul) e M2 (em verde) da EOF da velocidade transversal a linha de costa no fundeio F7. 50
5.10 Série temporal das amplitudes dois primeiros modos estatísticos M1 (em azul) e M2 (em verde) da EOF da velocidade transversal a linha de costa no fundeio F7. 51
5.11 Estrutura dos dois primeiros modos estatísticos M1 (em azul) e M2 (em verde) da EOF da velocidade paralela a linha de costa no fundeio F7. 52
5.12 Perfil vertical médio da frequência de Brünt-Vaisala (N) e desvio padrão (painel esquerdo) e; modos dinâmicos lineares associados (painel direito). 54
5.13 Fundeio F7. Painel superior: energia cinética Total integrada na vertical (ECI). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) de ECI. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1. 57
5.14 Fundeio F7. Painel superior: energia cinética da perturbação integrada na vertical (ECI'). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) da ECI'. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1. 58

5.15 Fundeio F5. Painel superior: energia cinética integrada na vertical (ECI). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) de ECI. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1. 59
5.16 Fundeio F5. Painel superior: energia cinética da perturbação integrada na vertical (ECI'). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) da ECI'. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1. 59
5.17 Fundeio F6. Painel superior: Energia Cinética Total Média (EC). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) de EC. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1. 61
5.18 Fundeio F6. Painel superior: Energia Cinética da Perturbação Média (EC'). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) da EC'. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1. 61
5.19 Fundeio F8. Painel superior: Energia Cinética Total Média (EC). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) de EC. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1. 62
5.20 Fundeio F8. Painel superior: Energia Cinética da Perturbação Média (EC'). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) da EC'. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1. 62
5.21 Fundeio F3. Painel superior: Energia Cinética Total Média (EC). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) de EC. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1. 63

5.22 Fundeio F3. Painel superior: Energia Cinética da Perturbação Média (EC'). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) da EC'. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1. 63
5.23 Comparação entre as séries normalizadas de posição da frente térmica da CB (azul), e ECI (verde) e ECI' (vermelho) calculadas para fundeio F7. 64
5.24 Cisalhamento vertical de velocidade paralela a costa ($\partial\bar{v}/\partial z$) e gradiente de vorticidade Q_x calculados para os fundeios localizados a sul do Cabo de São Tomé. 65
5.25 Cisalhamento vertical de velocidade paralela ($\partial\bar{v}/\partial z$) a costa e gradiente de vorticidade Q_x calculados para os fundeios localizados a norte do Cabo de São Tomé. 66

6.1 Localização inicial (pontos pretos) e final (pontos brancos) dos 22 vórtices identificados formados ao largo do Cabo de São Tomé. As linhas pretas, azul (vórtice 21) e vermelha (vórtice 22) mostram a trajetória de 6 vórtices que se destacaram da corrente e migraram. . . 70
6.2 Estrutura em superfície dos vórtices emitidos. Painel esquerdo: AASM obtida no eixo zonal dos vórtices. Painel direito: velocidade geostrófica obtida no eixo zonal dos vórtices. As linhas pretas representam as amplitudes e velocidades médias de cada vórtice. A sombra em cinza demarca a variação observada considerando-se todos os vórtices, ou seja, as amplitudes e velocidades mínimas e máximas. 73
6.3 Estrutura em superfície dos vórtices frontais. Painel esquerdo: AASM obtida no eixo zonal dos vórtices. Painel direito: velocidade geostrófica obtida no eixo zonal dos vórtices. As linhas pretas representam as amplitudes e velocidades médias de cada vórtice. A sombra em cinza demarca a variação observada considerando-se todos os vórtices, ou seja, as amplitudes e velocidades mínimas e máximas. 74

6.4 Seção de XBT (abril de 2013) através do vórtice 22. Painel esquerdo: gradiente de temperatura em ℃. Painel direito: velocidades geostróficas calculadas para um nível de referência de 800 m. Velocidades positivas indicam o norte. Contornos a cada 0,1 m/s. . . 77
6.5 Seção de XBT (outubro de 2012) através do vórtice 21. Painel esquerdo: gradiente de temperatura horizontal em ℃. Painel direito: velocidades geostróficas calculadas para um nível de referência de 800 m. Velocidades positivas indicam o norte. Contornos a cada 0,1 m/s. 78
6.6 Seção de XBT (maio de 2011) através do vórtice 15. Painel esquerdo: gradiente de temperatura horizontal em ℃. Painel direito: velocidades geostróficas calculadas para um nível de referência de 800 m. Velocidades positivas indicam o norte. Contornos a cada 0,1 m/s. 78
6.7 Seção de XBT (fevereiro 2006) através do vórtice 4. Painel esquerdo: gradiente de temperatura horizontal em ℃. Painel direito: velocidades geostróficas calculadas para um nível de referência de 800 m. Velocidades positivas indicam o norte. Contornos a cada 0,1 m/s. 79
6.8 Seção de XBT (dezembro 2006) através do vórtice 7. Painel esquerdo: gradiente de temperatura horizontal em ℃. Painel direito: velocidades geostróficas calculadas para um nível de referência de 775 m. Velocidades positivas indicam o norte. Contornos a cada 0,1 m/s. 79
6.9 Seção de XBT (novembro de 2011) através do vórtice 17. Painel esquerdo: gradiente de temperatura horizontal em ℃. Painel direito: velocidades geostróficas calculadas para um nível de referência de 800 m. Velocidades positivas indicam o norte. Contornos a cada 0,1 m/s. 80
6.10 Seção de XBT (fevereiro de 2012) através do vórtice 18. Painel esquerdo: gradiente de temperatura horizontal em ℃. Painel direito: velocidades geostróficas calculadas para um nível de referência de 800 m. Velocidades positivas indicam o norte. Contornos a cada 0,1 m/s. 80

7.1 Mapas de AASM (painéis superiores, em cm) sobrepostos a velocidade geostrófica superficial e imagens de TSM (painéis inferiores) do vórtice 15, em abril de 2011. As linhas brancas são as isóbatas de 200, 500 e 1000 m. Nos mapas de AASM os pontos em vermelho, amarelo e verde mostram a posição respectivamente dos fundeios de ADCP F5, F7 e F8. 86
7.2 Mapas de AASM (em cm) sobrepostos a velocidade geostrófica superficial (em cm/s) que mostram a trajetória para norte do vórtice 15 (linha vermelha), após se destacar da CB, em maio e junho de 2011. As linhas brancas são as isóbatas de 200, 500 e 1000 m. 88
7.3 Seção de XBT AX97 (pontos tracejados azuis) realizada em maio de 2011 sobreposta a imagem de TSM e o campo de AASM (contornos fechados a cada 3 cm) do dia 02/05/2011. 89
7.4 Perfil de velocidade paralela a linha de costa da corrente obtida *in situ* pelo fundeio F7, até a profundidade de 900 m, nos meses de março a julho de 2011, ao largo do Cabo de São Tomé. 90
7.5 Perfil de velocidade paralela a linha de costa da corrente obtida *in situ* pelo fundeio F8, até a profundidade de 600 m, nos meses de março a maio de 2011, ao largo do Cabo de São Tomé. 90
7.6 Perfil de velocidade paralela a linha de costa da corrente obtida *in situ* pelo fundeio F9, até a profundidade de 900 m, nos meses de maio e junho de 2011, no embaiamento de Tubarão. 91
7.7 Mapas de AASM (em cm) sobrepostos a velocidade geostrófica superficial (em cm/s) e imagens de TSM do vórtice 22, antes de se destacar da CB e migrar para norte, em abril e maio de 2013. As linhas brancas são as isóbatas de 200 m e 1000 m. 93
7.8 Estrutura em superfície do vórtice 22. Painel esquerdo: AASM obtida no eixo zonal dos vórtice. Painel direito: velocidade geostrófica obtida no eixo zonal dos vórtice. As linhas pretas representam as amplitude e velocidade médias. A sombra em cinza demarca a variação observada considerando-se todo o período de rastreamento do vórtice, ou seja, as amplitudes e velocidades mínimas e máximas. 94

7.9 Sequência de mapas de AASM (em cm) sobreposta às velocidades geostróficas superficiais (em cm/s) que mostram a trajetória para norte do vórtice 22 (linha vermelha), após se destacar da CB, em maio, junho e julho de 2013. As linhas brancas são as isóbatas de 200 m e 1000 m. 95

7.10 Mapas de AASM (em cm) sobrepostos a velocidade geostrófica superficial (em cm/s) e imagens de TSM do vórtice 21 em outubro de 2012. As linhas brancas são as isóbatas de 200, 500 e 1000 m. Nos mapas de AASM os pontos em amarelo, magenta e branco mostram a posição respectivamente dos fundeios de ADCP F7, F3 e F4. 98

7.11 Mapas de AASM (em cm) sobrepostos a velocidade geostrófica superficial (em cm/s) e a trajetória para sul do vórtice 21, após se destacar da CB, em novembro e dezembro de 2012 até aproximadamente 24,5° S. As linhas brancas são as isóbatas de 200, 500 e 1000 m. A linha vermelha mostra a trajetória percorrida pelo centro do vórtice. 99

7.12 Estrutura em superfície do vórtice 21. Painel esquerdo: anomalia de altura da superfície do mar obtida no eixo zonal dos vórtice. Painel direito: velocidade geostrófica obtida no eixo zonal dos vórtice. As linhas pretas representam as amplitude e velocidade médias. A sombra em cinza demarca a variação observada considerando-se todo o período de rastreamento do vórtice, ou seja, as amplitudes e velocidades mínimas e máximas. 100

7.13 Seção de XBT AX97 (pontos tracejados amarelos) realizada em outubro de 2012 sobreposta a imagem de TSM e o campo de AASM (contornos fechados a cada 1 cm) do dia 22/10/2012 (dia da amostragem). 100

7.14 Perfil de velocidade paralela a linha de costa da corrente obtida *in situ* pelo fundeio F3, até a profundidade de 900 m, nos meses de setembro a novembro de 2012, ao largo do Cabo de São Tomé. Os valores negativos (azul) de velocidade representam a direção sul enquanto que os valores positivos (vermelho) representam a direção norte. . . . 101

Lista de Tabelas

5.1 Período, profundidade de amostragem (Prof.1) e profundidade local (Prof.2), dos dados analisados em cada fundeio. 45

5.2 Média [m/s] e erro da média, desvio padrão (STD) [m/s] e erros do desvio, das componentes paralela e transversal da velocidade medida a ∼50 m de profunfidade. 47

5.3 Média [m/s] e erro da média, desvio padrão (STD) [m/s] e erros do desvio, das componentes paralela e transversal da velocidade medida a ∼550 m de profundidade. 47

5.4 Média [m/s] e erro da média, desvio padrão (STD) [m/s] e erros do desvio, das componentes paralela e transversal da velocidade medida a ∼900 m de profundidade. 47

5.5 Porcentagem dos dois primeiros modos estatísticos da EOF aplicada aos dados de velocidade transversal a linha de costa. 49

5.6 Porcentagem dos dois primeiros modos estatísticos da EOF aplicada aos dados de velocidade paralela a linha de costa. 52

5.7 Média temporal das energias cinéticas total (ECI) e da pertubação (ECI') integradas na vertical e a razão ECI'/ECI. 55

5.8 Média temporal do particionamento, entre as componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC), das energias cinéticas total (ECI) e da pertubação (ECI') integradas na vertical. 55

6.1 Vórtices do Cabo de São Tomé identificados no período de 2005 a 2013 71

6.2 Parâmetros médios e desvios padrões dos vórtices do Cabo de São Tomé identificados no período de 2005 a 2013 que migraram para norte ou para sul. 71

6.3 Parâmetros médios e desvios padrões dos vórtices do Cabo de São Tomé identificados no período de 2005 a 2013 que não migraram. . . 72
6.4 Vórtices amostrados pelas seções AX97 de XBTs em alta densidade do MOVAR. 75
6.5 Gradiente de temperatura horizontal máximo (∇T), profundidade observada (Prof.) e velocidade geostrófica máxima em superfície (Vel. Max) calculados para o ramo leste de cada vórtice. 76
6.6 Energias potencial disponível (EPD) e energia cinética (EC) calculadas a partir da velocidade geostrófica obtidas pelas seções AX97 de alta densidades de XBTs (1 PJ = 10^{15} J). 82
6.7 Energias potencial disponível (EPD) e energia cinética (EC) recalculadas, aproximando-as para o centro do vórtice (1 PJ = 10^{15} J). . . . 83

Capítulo 1

Introdução

A circulação oceânica na região sudeste brasileira é marcada por intensa atividade de mesoescala. O desenvolvimento de meandros ciclônicos instáveis é recorrente e ocorre principalmente ao largo do Cabo de São Tomé (22°S) e de Cabo Frio (23°S). Aliado às feições topográficas da região, o cisalhamento vertical singular do sistema de Correntes de Contorno Oeste presente na região entre as latitudes de 20°S e 25°S, associado ao sistema Corrente do Brasil - Corrente de Contorno Intermediária ou CB-CCI, configura cenário com condições favoráveis ao desenvolvimento de instabilidade, dando origem a geração de meandros e vórtices.

As primeiras descrições da presença de estruturas de mesoescala na costa sudeste brasileira aparecem na literatura nos trabalhos de MASCARENHAS *et al.* (1971) e SIGNORINI (1978). Desde estes estudos pioneiros a abordagem na literatura sobre o meandramento da CB e a formação de vórtices têm sido lenta porém progressivamente crescente, principalmente na última década. A combinação de diferentes métodos de amostragem *in situ* e por sensoriamento remoto e modelagem numérica têm contribuído para estabelecer padrões consistentes sobre a dinâmica de formação e desenvolvimento dessas feições.

CAMPOS *et al.* (1995), ao discutirem aspectos dinâmicos da CB, atribuíram as causas do meandramento desta corrente à conservação de vorticidade potencial associada à abrupta mudança da orientação da linha de costa e ao gradiente de topografia de fundo. O crescimento dos meandros e a formação dos vórtices foram associados a processos de instabilidade baroclínica e transferência de energia potencial disponível (EPD) do fluxo médio para a perturbação por FERNANDES

et al. (2009); MANO *et al.* (2009); SILVEIRA *et al.* (2004, 2008) e ROCHA *et al.* (2014).

No Cabo de São Tomé os meandros crescem em direção ao oceano aberto com velocidade de fase muito baixa (SILVEIRA *et al.*, 2008) e são ou reabsorvidos pela corrente adjacente, formando vórtices frontais, ou destacam-se como anéis isolados (LIMA *et al.*, 2013). Aqueles que se destacam podem ser emitidos para sul com posterior reabsorção pela CB (LIMA *et al.*, 2013) ou deslocar-se para norte como mostra MILL *et al.* (2015). Estes são os primeiros relatos na literatura do rastreamento deste comportamento migratório, em grande parte dificultado pelo fato dos vórtices terem a tendência de perder a assinatura térmica em superfície não muito tempo depois de se destacarem.

Na região de formação os meandros e vórtices frontais do Cabo de São Tomé geram mudanças significativas na direção e intensidade da CB e da porção superior da CCI (LIMA, 2011; LORENZZETTI *et al.*, 2009). A formação recorrente de meandros e vórtices em Cabo de São Tomé, quando concomitante com a formação em Cabo Frio, resulta ainda no padrão de distribuição bimodal da frente da CB observado por GARFIELD (1990); LORENZZETTI *et al.* (2009); MASCARENHAS *et al.* (1971) em imagens de TSM.

Além da alta variabilidade associada às feições de mesoescala geradas pela CB nessa região, os vórtices ao interagirem com o talude continental podem ainda ser um importante mecanismo na indução de ressurgência costeira influenciando também nas características, tais como quantidade de sal, calor e nutrientes, das águas de plataforma continental e costeira adjacentes a região de formação (CALADO *et al.*, 2010; PALÓCSY *et al.*, 2014).

No trabalho de SILVEIRA *et al.* (2008) foi investigado o papel da instabilidade baroclínica durante a formação de um meandro gerado ao largo do Cabo de São Tomé. O estudo foi baseado na análise de 5 meses de dados de velocidade da corrente pertencentes a uma série temporal coletada no ano de 1992 na qual não foi observada periodicidade significante associada ao processo de meandramento. Entretanto, o curto período de observação não permite dar como definitiva esta análise.

Apesar de referidos como feições recorrentes (CALADO *et al.*, 2008, 2010) não existe na literatura informações sobre a frequência de ocorrência de meandros e

vórtices no Cabo de São Tomé. Em MILL *et al.* (2015) entretanto, foi levantada uma primeira estimativa da quantidade de vórtices formados por ano (cerca de 2,5). Sobre as características físicas como diâmetro, amplitude, energia e extensão vertical dos vórtices gerados pela CB, as observações presentes na literatura são poucas e concentradas nos vórtices de Vitória (SCHMID *et al.*, 1995) e Cabo Frio (MASCARENHAS *et al.*, 1971; SIGNORINI, 1978; SILVEIRA *et al.*, 2004) ou em estudos de perspectiva global como (CHELTON *et al.*, 2011, 2007). Por conseguinte, séries inéditas de dados de velocidade, obtidos em diversos pontos da corrente, associadas a longas séries de dados de altimetria e temperatura da superfície do mar, ambas como as disponíveis para este estudo, permitiriam uma análise nova e mais abrangente sobre os meandros e vórtices do Cabo de São Tomé.

Considerando o exposto, o objetivo central desta tese foi estudar a variabilidade de mesoescala associada aos processos de meandramento e geração de vórtices pela CB ao largo do Cabo de São Tomé a partir de um estudo observacional com base na análise integrada de dados obtidos *in situ* e por sensoriamento remoto. Os objetivos específicos são:

- Identificar a recorrência e a periodicidade associada ao desenvolvimento de estruturas de mesoescala na CB;
- Investigar o padrão bimodal da frente térmica da CB entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio.
- Investigar, na região de formação, a interação dos meandros e vórtices do Cabo de São Tomé com o sistema CB-CCI;
- Quantificar as contribuições barotrópica e baroclínica da Energia Cinética no sistema CB-CCI associada ao escoamento médio e a perturbação.
- Caracterizar a estrutura em superfície dos vórtices do Cabo de São Tomé quanto ao seu diâmetro, amplitude, velocidade de deslocamento, velocidade tangencial e não linearidade (parâmetro de Chelton);
- Caracterizar a estrutura vertical dos vórtices do Cabo de São Tomé determinando sua estrutura termohalina e estimando a de velocidade geostrófica,

quantificando a Energia Cinética e Potencial Disponível e investigando as diferenças entre vórtices emitidos e frontais;

- Investigar a translação do vórtice do Cabo de São Tomé após emissão e destacamento da CB.

A abordagem dos objetivos específicos foi conduzida a partir da observação tridimensional do processo de formação e desenvolvimento dos meandros e vórtices. Fazem parte do conjunto de dados séries temporais de velocidade da corrente coletadas em 8 fundeios localizados na bacia de Campos e 1 na bacia do Espírito Santo. Estas séries temporais são inéditas e longas (até 3 anos e 3 meses de dados contínuos), amostraram a velocidade da corrente em até aproximadamente 900 m de profundidade e permitiram a análise do fluxo da CB e da porção superior da CCI.

Espacialmente as características em superfície e a evolução das feições de mesoescala foram acompanhadas a partir de um conjunto de 9 anos de imagens obtidas por sensoriamento remoto, composto por campos de anomalia da altura da superfície do mar (AASM), clorofila-a e temperatura da superfície do mar (TSM) obtidos também desde 2005. Seções transversais de temperatura obtidas por XBTs no escopo do projeto MOVAR (Monitoramento da Variabilidade Regional do Transporte de Calor na Camada Superficial do Oceano Atlântico Sul entre o Rio de Janeiro (RJ) e a Ilha de Trindade (ES)) possibilitaram a caracterização, ao longo da coluna d'água, dos vórtices do Cabo de São Tomé.

Este estudo se desenvolveu no âmbito do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Ciências do Mar de "Estudos de processos Oceanográficos integrados da Plataforma ao Talude" que tem como objetivo (entre outros) contribuir para a compreensão dos processos oceanográficos da plataforma continental e talude da costa Brasileira, de forma integrada, em diferentes escalas espaciais e temporais.

Capítulo 2

Revisão Bibliográfica

2.1 Sistema CB-CCI

A CB é a Corrente de Contorno Oeste associada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul. É formada quando, em aproximadamente 10°S, a Corrente Sul Equatorial (CSE) encontra a costa brasileira e se bifurca. O ramo que flui para o sul origina a CB e o ramo que flui para norte origina a Subcorrente Norte do Brasil (PETERSON e STRAMMA, 1991; STRAMMA *et al.*, 1990; WIENDERS *et al.*, 2000). Ao sul da bifurcação, a CB é uma corrente rasa, quente e salina, transportando basicamente Água Tropical (AT) em níveis superficiais. Em aproximadamente $14,5$°S a CB se organiza como corrente de contorno oeste, fluindo junto a margem continental leste brasileira (SOUTELINO, 2008). Próximo a 20°S recebe contribuição efetiva da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) que a torna mais profunda (SILVEIRA *et al.*, 2000).

Na região compreendida entre as latitudes 20°S e 25°S, região que contém a área de interesse de estudo, o Cabo de São Tomé, a CB é parte de um complexo sistema de Correntes de Contorno Oeste que fluem em sentidos opostos, formado em superfície pela CB fluindo para sul-sudoeste transportando basicamente AT (EMILSON, 1961) e ACAS (DEFANT, 1941; REID, 1994; STRAMMA e ENGLAND, 1999; WUST, 1935) e, em níveis intermediários, pelo fluxo para norte-nordeste da Corrente de Contorno Oeste Intermediária (CCI) transportando a Água Intermediária Antártica (AIA) (BOEBEL *et al.*, 1999; SCHMID e GARZOLI, 2009). Este é o chamado sistema CB-CCI.

A AT é uma massa d'água característica da porção superior do Giro Subtropical. Formada no Atlântico Sul Tropical, região onde a taxa de evaporação excede a taxa de precipitação, é caracterizada por altos valores de temperatura e salinidade que marcam as propriedades termohalinas da CB em sua região de origem: uma corrente rasa, quente e salina (SILVEIRA *et al.*, 2000). Ao longo do seu transporte para sul pela CB, a AT se mistura com água de origem costeira, menos quente e salina, apresentando entre 20°S e 25°S de latitude temperatura e salinidade maiores que 20°C e 36 respectivamente (EMILSON, 1961). Abaixo da AT, a CB transporta a ACAS.

A ACAS é uma massa d'água formada por subducção na região da Convergência Subtropical (SVERDRUP *et al.*, 1942). Espalha-se em nível picnoclínico pelo Oceano Atlântico Sul, fluindo para norte até entrar como parte da circulação do Giro Subtropical, onde é transportada dentro da Corrente do Atlântico Sul e pela Corrente de Benguela. A ACAS escoa paralela a costa africana sendo parte do fluxo da Corrente de Benguela até ser transportada pela CSE. Como em superfície, em nível picnoclínico a CSE atinge a costa do continente sul americano e se bifurca, constituindo parte da CB. O Estudo de RODRIGUES *et al.* (2007) sugere que a bifurcação da CSE na profundidade de 400 m ocorre em aproximadamente 20°S. Ao sul do Cabo de São Tomé (22°S), a ACAS flui para sul carregando as características termohalinas de sua região de formação (DEFANT, 1941; REID, 1994; STRAMMA e ENGLAND, 1999; WUST, 1935). A ACAS é responsável pela alta variação de salinidade dentro do Giro Subtropical, apresentando temperaturas entre 6°C e 20°C e salinidade entre 34,6 e 36 (MIRANDA, 1985). Ao longo de seu escoamento mantém suas propriedades bastante uniformes (STRAMMA e ENGLAND, 1999).

A AIA é uma massa d'água que tem origem ao sul da Frente Subantártica do Atlântico Sul (BOEBEL *et al.*, 2003, 1999; REID, 1994; RICHARDSON e GARZOLI, 2003; SUGA e TALLEY, 1995). A principal fonte de AIA é a massa d'água formada na Frente Subantártica do Pacífico Sul pela subducção da Água Modal Subantártica que entra no Oceano Atlântico pela passagem de Drake e flui para norte associada ao fluxo da Corrente das Malvinas. Em aproximadamente 38°S atinge a Confluência Brasil-Malvinas e posteriormente flui para leste entrando no Giro Subtropical como parte de uma recirculação mais profunda (GORDON,

1986; SCHMID e GARZOLI, 2009). Seguindo o Giro Subtropical, esta massa flui ao encontro do continente sul americano, bifurcando-se aproximadamente entre 25°S e 28°S de latitude, próximo ao platô de Santos. Ao norte de 25°S, parte flui para norte sendo transportada pela corrente definida por BOEBEL *et al.* (1999) como a CCI (EVANS e SIGNORINI, 1985; LEGEAIS *et al.*, 2013; MOREIRA, 1997; MULLER *et al.*, 1998; STRAMMA e ENGLAND, 1999). Ao sul de 28°S, parte da AIA flui para sul como um fluxo largo subjacente à CB. Ao sul de 28°S, a AT, ACAS e AIA fluem no mesmo sentido. A AIA, ao norte de 50°S, pode ser reconhecida por camadas de mínima salinidade, que variam entre 34,2 e 34,6. Sua variação de temperatura é pequena, com limites entre 3°C e 6°C (SVERDRUP *et al.*, 1942).

Ao longo de seu percurso a largura da CB em superfície varia entre 100-120 km, e seu núcleo está localizado em 50 m de profundidade segundo BOEBEL *et al.* (1999). Após analisar dados de correntógrafos, fundeados próximo a 23°S, SILVEIRA *et al.* (2008) observaram uma velocidade média da CB de 0,41 m/s. Valores máximos de velocidade geostrófica observados por SILVEIRA *et al.* (2004) excederam 0,5 m/s.

Em relação a CCI, esta corrente apresenta largura de 30±5 km segundo BOEBEL *et al.* (1999) com núcleo localizado entre 800 e 1000 m de profundidade (SCHMID *et al.*, 1995). SILVEIRA *et al.* (2004) mostram que a profundidade da CCI entre 22° e 23°S atinge 1200 m e velocidades geostróficas no núcleo excedem 0,3 m/s. SILVEIRA *et al.* (2008) observaram valores médios de velocidade da CCI de 0,22 m/s a 900 m de profundidade. Baseado em dados obtidos por derivadores de subsuperfície LEGEAIS *et al.* (2013) estimaram que a velocidade média da CCI em 22°30'S foi de 0,3 m/s e que velocidades máximas excederam 0,5 m/s. Resultados de ROCHA *et al.* (2014) mostraram que ao largo do Cabo de São Tomé a CB esteve presente até 350 m de profundidade e exibiu máximas velocidades (em superfície) em torno de 0,5 m/s. Sobre a CCI os resultados revelaram velocidades geostróficas máximas no núcleo de 0,2 m/s (800 m).

2.2 Variabilidade de Mesoescala

A CB é também caracterizada pela presença recorrente de acentuados meandros que eventualmente se fecham em vórtices. Entre as estruturas vorticais geradas

ao largo do sudeste brasileiro estão o Vórtice de Vitória (SCHMID *et al.*, 1995), o Vórtice do Cabo de São Tomé (GARFIELD, 1990) e o Vórtice de Cabo Frio (MASCARENHAS *et al.*, 1971).

O desenvolvimento de intensa atividade de mesoescala associada ao crescimento e propagagação de meandros e vórtices da CB no Cabo de São Tomé e Cabo Frio tem sido observado desde a década de 70 a partir de estudos clássicos de oceanografia observacional, tais como MASCARENHAS *et al.* (1971) e SIGNORINI (1978). Baseado em uma análise dinâmica de dados hidrográficos, SIGNORINI (1978) discute a circulação entre o Cabo de São Tomé e a Baía de Guanabara e descreve um vórtice anticiclônico de 100 km de raio e cerca de 500 m de extensão vertical encontrado ao norte do Cabo Frio.

MASCARENHAS *et al.* (1971) também discutiram as causas do meandramento da CB e as atribuíram às feições topográficas da região. A partir de mapas de topografia dinâmica, os autores fizeram a primeira descrição do meandramento da CB ao largo da costa sudeste brasileira e das estruturas vórticais a ela associadas. Sucessões de ciclones por anticiclones foram observadas ao largo de Cabo Frio. Este padrão meandrante da CB foi associado a uma onda de vorticidade. A maioria dos estudos observacionais sobre o padrão meandrante da CB e vórtices associados, entretanto, tiveram como base dados obtidos por sensoriamento remoto.

Foi com base na análise de imagens de TSM obtidas por satélite AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) entre 1982 e 1987 que GARFIELD (1990) retomou a discussão do padrão meandrante da CB. O autor observou que a corrente apresentou uma intensa atividade de mesoescala na região e foram apresentadas evidências da presença de vórtices ao largo do Cabo de São Tomé. O autor analisou também a posição média da frente térmica, que demarca a borda continental da CB, apontando sua localização centrada sob a isóbata de 200 m com máximas projeções nas regiões ao largo de Cabo de São Tomé e Cabo Frio. GARFIELD (1990) sugere que os dois pontos de máxima projeção representariam portanto, uma estrutura bimodal que seria parte de um sistema de dois cavados de uma onda de Rossby essencialmente não-propagante. LORENZZETTI *et al.* (2009) corroboraram resultados de GARFIELD (1990) ao observarem na análise de 199 mapas de TSM, obtidos por AVHRR (2000 a 2002), um padrão de distribuição

espacial bimodal da frente térmica da CB causada pela presença de duas frentes de vórtices recorrentes, uma a sudeste do Cabo de São Tomé e outra a sul de Cabo Frio.

Com base no princípio de conservação de vorticidade potencial CAMPOS *et al.* (1995) propõe uma hipótese para a formação de meandros pela CB ao largo de Cabo Frio cuja causas foram atribuídas à abrupta mudança da orientação da linha de costa e do gradiente de topografia de fundo. A CB escoa praticamente no sentido norte-sul ao norte do Cabo de São Tomé. Quando esta orientação muda para leste-oeste ao sul do Cabo de São Tomé, o escoamento da CB tende a continuar, por inércia, para sul e atinge regiões mais profundas, conduzindo a um estiramento da coluna de água. Pelo princípio de conservação de vorticidade potencial, a CB deve, então, adquirir vorticidade relativa negativa, o que a faz defletir para regiões mais rasas, que por sua vez conduz a uma contração da coluna d'água e faz com que a corrente adquira vorticidade relativa positiva. A sucessão de núcleos de vorticidade positiva (anticiclones) e vorticidade negativa (ciclones) representa a manifestação de uma onda de Rossby topográfica.

O mecanismo responsável pelo crescimento dos meandros na região é a instabilidade baroclínica (FERNANDES *et al.*, 2009; MANO *et al.*, 2009; SILVEIRA *et al.*, 2004, 2008). Como descrito anteriormente e observado nos estudos de ROCHA *et al.* (2014); SILVEIRA *et al.* (2004, 2008), o fluxo médio do sistema CB-CCI em profundidades intermediárias é marcado por uma inversão na direção da velocidade da corrente. Consequentemente, o perfil vertical da vorticidade potencial média muda de sinal ao longo da profundidade e a estrutura vertical do sistema CB-CCI atinge as condições necessárias para gerar instabilidade baroclínica. Se o processo de instabilidade baroclínica for capaz de drenar energia potencial disponível (EPD) do fluxo médio, o meandro cresce, se fecha e origina um vórtice (PEDLOSKY, 1978). A partir de um estudo numérico, CALADO (2006) sugere que processos de instabilidade barotrópica associados ao cisalhamento horizontal entre o CB e as correntes da plataforma continental também podem contribuir, embora em menor grau, para o desenvolvimento de meandros de CB.

Depois de formados, os vórtices gerados pela CB entre o Cabo de São Tomé e Cabo Frio podem permanecer na região de formação como vórtices frontais ou

se destacarem da corrente e serem emitidos deslocando-se para além da região de formação em direção sul LIMA (2011); LIMA *et al.* (2013). No trabalho de MILL *et al.* (2015) entretanto, foram evidenciados deslocamentos de vórtices para norte até o embaiamento de Tubarão.

SILVEIRA *et al.* (2008) discutiram a relação dos meandros ciclônicos da região com as ondas de vorticidade associados ao sistema CB. Os autores utilizaram um conjunto de 51 imagens AVHRR de 1993 a 2001, dados hidrográficos obtidos em cruzeiro oceanográfico e uma série temporal de 152 dias de perfis verticais de velocidade da corrente. Os dados *in situ* permitiram observar padrões do perfil vertical médio do sistema CB-CCI e da estrutura vertical de um meandro, e revelaram uma componente barotrópica mais importante na estrutura vertical do meandro que no fluxo médio da corrente. Através da análise de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) dos campos de TSM foram encontrados padrões meandrantes oscilatórios correspondentes a ondas de vorticidade de 520 km, 338 km e 266 km. Para investigar se o sistema CB-CCI é baroclinicamente instável foi aplicado, ao perfil vertical de velocidade do fluxo médio da corrente, o modelo de instabilidade quase-geostrófico unidimensional de JOHNS (1988). Resultados mostraram que os comprimentos de ondas mais instáveis estão entre 260-350 km (ondas mais curtas). Estas ondas são baroclinicamente instáveis, com amplo potencial de crescimento e se propagam com velocidade de fase muito baixa quando comparada às velocidades em superfície da CB, ou seja, são quase-estacionários ou não se propagam.

ROCHA *et al.* (2014) investigam a dinâmica, a estrutura vertical e a energia cinética do fluxo médio e da perturbação do sistema CB no Cabo de São Tomé a partir de uma série temporal de velocidade da corrente. Os dados são em parte coincidentes com aqueles analisados por SILVEIRA *et al.* (2008), sendo coletados no mesmo ponto de fundeio e ano porém, por um período mais extenso, aproximadamente 1 ano.

A estrutura vertical do sistema CB-CCI ao largo do Cabo de São Tomé também foi investigada por LIMA (2011). A partir da análise conjunta de 2 anos de dados de velocidade da corrente medidas *in situ* na Bacia de Campos e imagens diárias de TSM obtidas pelo satélite GOES 12, ambos durante os anos de 2006 e 2007, observou-se que, durante períodos de estabilidade do sistema, a CB e CCI estiveram

presentes acima de 600 m da coluna d'água e a profundidade de separação entre elas variou de 255 a 385 m. Foi possível identificar também ao largo do Cabo de São Tomé a existência de nove vórtices ciclônicos, que geraram uma variabilidade significativa na velocidade do sistema, mudando a profundidade, direção e a intensidade da CB e também da porção superior da CCI. O sistema CB-CCI apresentou uma forte estrutura baroclínica, entretanto a perturbação do sistema, associada aos períodos de meandramento da CB e a formação de vórtices, teve uma possível componente barotrópica, associada ao primeiro modo estatístico da EOF, significativa, entre 78% e 86%, como mostrado também por ROCHA *et al.* (2014).

É importante notar que as pesquisas sobre os processos de mesoescala associados a meandros e vórtices do Cabo de São Tomé são incipientes e a maioria dos estudos publicados tiveram como base resultados de modelos numéricos. FERNANDES *et al.* (2009) usaram o modelo MICOM (Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model), para investigar se a intensa atividade de mesoescala, observada ao largo da costa sudeste, poderia ser reproduzida por um modelo em 2 camadas representativo da estrutura vertical do sistema CB-CCI. O modelo utilizado foi climatológico com resolução da grade de 1/6 de grau, que é aproximadamente metade do raio de deformação do primeiro modo baroclínico na região entre 22°-23°S (35 km). Os resultados do modelo mostraram meandros ciclônicos e anticiclônicos se propagando para sul ao longo do eixo da corrente, assemelhando-se ao padrão de ondas de Rossby superpostas ao fluxo médio. Segundo os autores, os resultados se comparam favoravelmente com as observações e indicam que ondas longas baroclínicas fracamente instáveis são responsáveis pela maior parte da variabilidade observada no sistema CB-CCI.

MANO *et al.* (2009) reproduziram, também mediante modelagem numérica, a formação de um vórtice ciclônico ao largo de Cabo Frio. O modelo utilizado foi o POM (Princeton Ocean Model), climatológico, com resolução da grade de 5', que é 5 vezes menor que o raio de deformação interno de Rossby da região. Os resultados indicaram a possibilidade de vórtices gerados a partir de processos de instabilidade baroclínica aparecerem primeiro em profundidades intermediárias (600 m) e depois se propagarem para a superfície. O sinal do vórtice só atingiria a superfície 30 dias após sua formação. Ainda não existem observações diretas deste fenômeno.

CALADO *et al.* (2010), mostraram a partir de simulações numéricas realizadas com o POM que vórtices ciclônicos quase estacionários, formados ao largo do Cabo de São Tomé, promoveriam divergência na costa o suficiente para induzir o afloramento da ACAS, ou ressurgência costeira, na ausência de ventos de nordeste.

Capítulo 3

Metodologia

A variabilidade de mesoescala do sistema CB-CCI ao largo do Cabo de São Tomé, assim como os processos associados a formação e desenvolvimento destas feições foram investigados a partir de um conjunto de dados medidos *in situ* e por sensoriamento remoto. O conjunto de dados é formado por séries temporais consideradas longas e inéditas de velocidade da corrente medidas *in situ*; seções de XBTs; perfis de temperatura, salinidade e densidade; campos de anomalia da altura da superfície do mar, TSM e clorofila-a.

3.1 Dados coletados *in situ*

3.1.1 Dados de ADCP

Foram analisados dados inéditos de perfis verticais de intensidade e direção da corrente coletados a partir do fundeio de nove perfiladores de correntes acústicos, *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP), instalados em plataformas de extração e produção de petróleo da PETROBRAS, localizadas no talude continental das Bacia de Campos (oito) e do Espírito Santo (um) (Figura 3.1). Os modelos de ADCPs utilizados foram Ocean Observer BroadBand de 38 KHz e 75 kHz, fabricados pela Teledyne RD Instruments (TRDI).

As séries são horárias com medição correspondente a uma média de dez minutos. O registro mais antigo de dados corresponde a 1 de janeiro de 2005 e o mais recente a 26 de novembro de 2012, totalizando aproximadamente 7 anos de amostragem na região. Os dados não são contínuos como observado na Figura 3.2. Do conjunto de

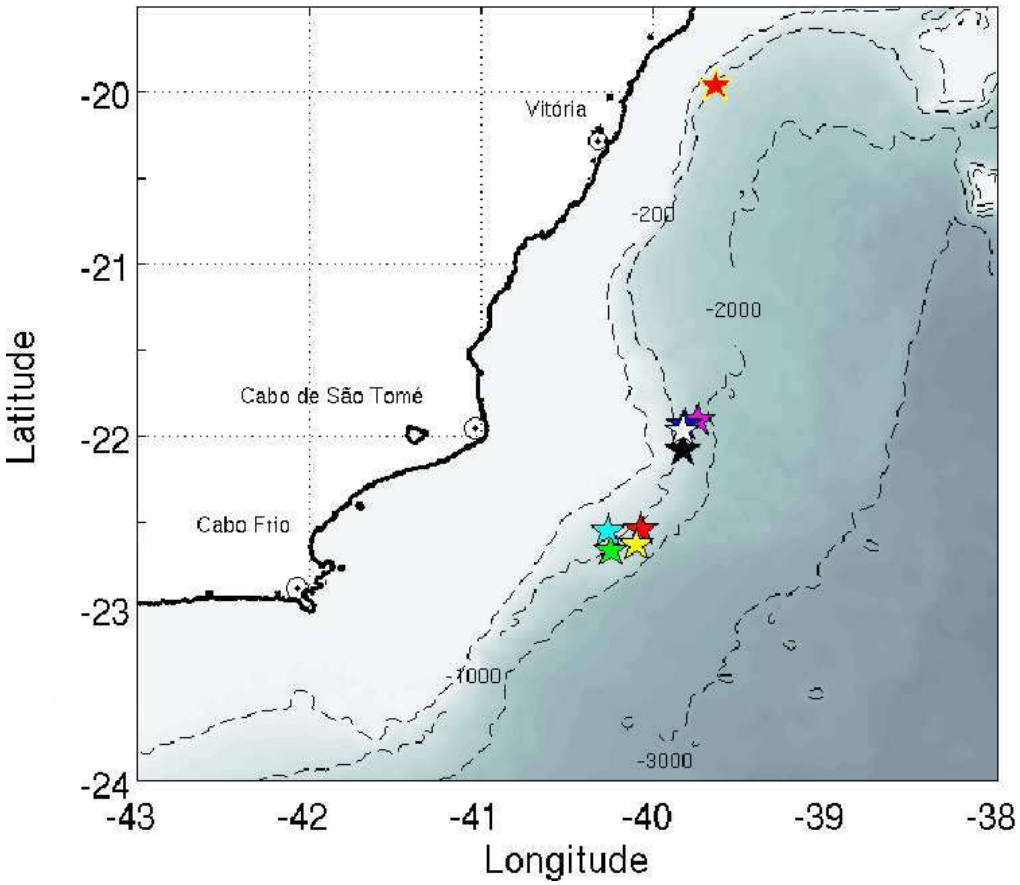

Figura 3.1: Localização dos ADCPs fundeados. Bacia de Campos: F1 (azul), F2 (preto), F3 (magenta), F4 (branco), F5 (vermelho), F6 (ciano), F7 (amarelo), F8 (verde). Bacia do Espírito-Santo: F9 (estrela preta).

dados a série contínua mais longa corresponde a 40 meses. Vale ressaltar que na literatura a maior série de velocidade da corrente analisada para a região do Cabo de São Tomé foi de 5 meses (SILVEIRA *et al.*, 2008).

A profundidade local de cada fundeio variou de 900 m a 1200 m (Tabela 5.1). Dados de boa qualidade foram registrados até aproximadamente 900 m de profundidade. Desta forma foi possível observar a estrutura vertical do sistema CB-CCI, do vórtice do Cabo de São Tomé e investigar a interação dos vórtices com a CCI. A coluna d'água foi dividida em camadas de medições, sendo que a espessura das camadas foi de 16 ou 24 m.

Os dados de velocidade da corrente foram decompostos em suas componentes zonal e meridional e determinadas suas densidades espectrais a partir da análise espectral de Fourier. Foi aplicado um filtro digital Butterworth do tipo passa-baixa com frequência de corte de 72 horas retirando, desta forma, o sinal da maré e da frequência subinercial. As componentes zonal e meridional de velocidade

foram ainda rotacionadas para o eixo de maior variância que correspondeu a direção paralela a linha de costa. Após rotacionadas, no presente texto, as componentes passam a ser referidas como velocidades transversal e paralela a linha de costa. Como, nos fundeio F1, F2, F3 e F4 (localizados mais ao norte) o eixo de maior variância foi norte/sul, nestes, as componentes de velocidade não foram rotacionadas.

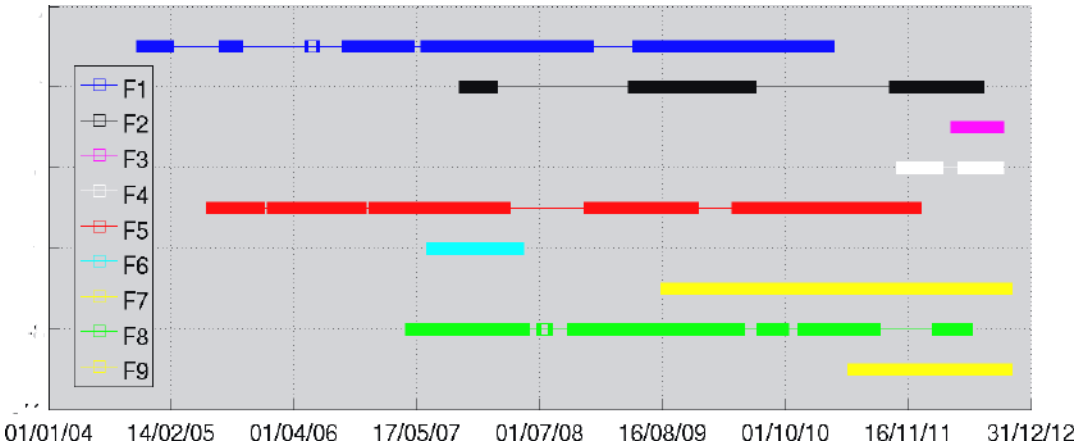

Figura 3.2: Período de amostragem dos dados de velocidade da corrente coletados na Bacia de Campos: F1 (azul), F2 (preto), F3 (magenta), F4 (branco), F5 (vermelho), F6 (ciano), F7 (amarelo), F8 (verde); e Bacia do Espírito-Santo: F9 (estrela preta), conforme apresentado na Figura 3.1.

3.1.2 Seções de XBT

A partir de dados de temperatura obtidos em alta densidade de amostragem espacial XBTs (*Expendable Bathythermograph*) realizou-se uma análise da estrutura vertical dos vórtices do Cabo de São Tomé em termos de estrutura de massa, velocidades geostróficas e energia, fundamental para um maior entendimento tanto da dinâmica da região de formação quanto do impacto em regiões remotas influenciadas pelo deslocamento desses vórtices. Os dados são correspondentes ao transecto denominado AX97, no escopo do projeto MOVAR (Monitoramento da Variabilidade Regional do Transporte de Calor na Camada Superficial do Oceano Atlântico Sul entre o Rio de Janeiro (RJ) e a Ilha de Trindade (ES)). Este projeto é realizado por instituições brasileiras em colaboração com a NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) sendo parte do programa *High Density XBT Transects*, um programa designado a medir a estrutura termal da porção superior

de regiões “chaves” do Oceano Atlântico (NOAA, 2013).

Os cruzeiros do projeto MOVAR são realizados aproximadamente a cada três meses, desde 2004 até o momento, com lançamento de XBTs em alta densidade (intervalo espacial de aproximadamente 25 km), que permite a amostragem de estruturas de mesoescala dos oceanos. A Figura 3.3 mostra o posicionamento de sete transectos AX97 que cruzaram sete vórtices do Cabo de São Tomé, entre 2005 e 2013, e amostraram a estrutura térmica no interior destas feições de mesoescala. As medições de temperatura e salinidade estimada referentes a estes transectos são disponibilizados pelo AOML (*Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory*)-NOAA.

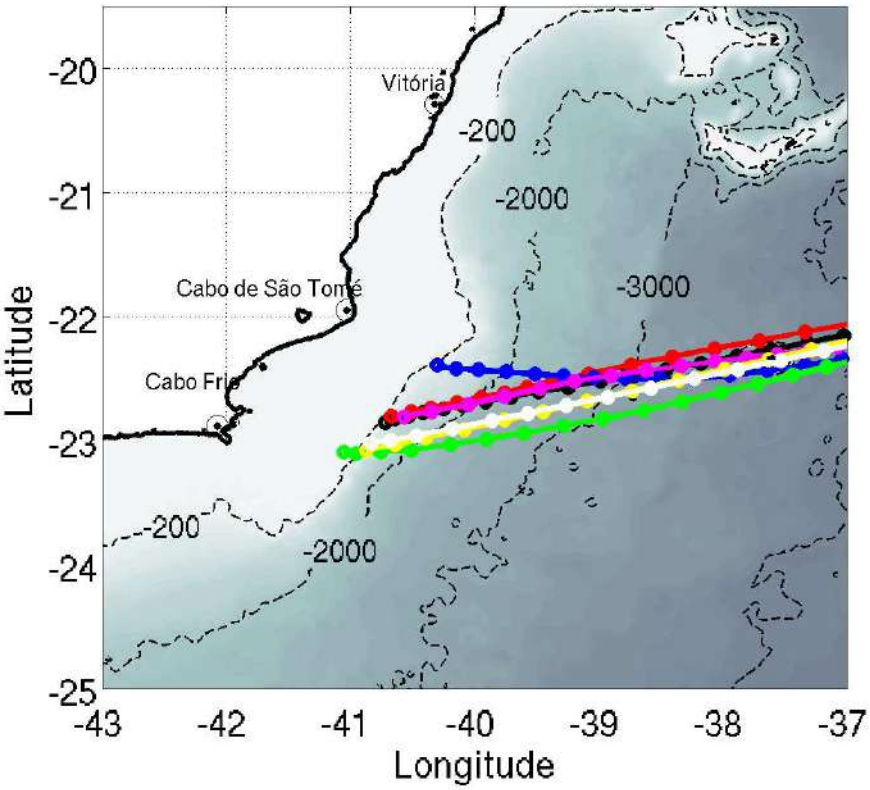

Figura 3.3: Seções de XBTs (*Expendable Bathythermograph*) AX97 em alta densidade realizadas pelo MOVAR em: Fevereiro de 2006 (preto), Dezembro de 2006 (vermelho), Maio de 2011 (azul), Novembro de 2011 (magenta), Fevereiro de 2012 (verde), Outubro de 2012 (amarelo) e Abril de 2013 (branco).

Usando relações T-S históricas (dados do World Ocean Data Base 2005 e dos perfiladores ARGO entre 20 e 25°S e entre 25 e 41°W), dentro de um esquema estatístico (THACKER e SINDLINGERB, 2017), a salinidade é estimada em valores

de latitude, longitude e profundidade, como uma função quadrática da temperatura. Informações mais detalhadas sobre os dados amostrados no transecto AX97 foram descritas em LIMA *et al.* (2016).

3.1.3 Perfiladores ARGOs

Perfiladores de deriva livre, ARGOs, são utilizados para caracterizar a estrutura vertical do sistema CB-CCI na região em estudo. Cada perfilador deriva a aproximadamente 1000 m de profundidade e, a cada 10 dias, desce a 2000 m e sobe à superfície medindo temperatura e salinidade a cada 1 m da coluna d'água. O equipamento passa entre 6-12 horas em superfície, quando os dados são enviados para um sistema de satélites. A posição do derivador é obtida a partir do cálculo do desvio Doppler sobre as frequências transmitidas com precisão de até 100m, dependendo do número de satélites dentro do alcance e da geometria da sua distribuição. Após o envio dos dados, o perfilador afunda novamente a 1000 m de profundidade e deriva por mais 10 dias (CARVAL *et al.*, 2015).

Foram analisados 86 perfis de temperatura e salinidade da água do mar obtidos por 11 perfiladores cuja medição ocorreu dentro da área de interesse de estudo (pontos azuis - Figura 3.4), limitada pelas longitudes de 41 e 39°W e latitudes 21 e 23°S. As medições na área determinada ocorreram entre os anos de 2008 e 2013. A partir destes dados foram calculados perfis médios de densidade potencial e perfis de Freqüência de Brünt-Vaisala (N). A estrutura vertical da estratificação da corrente foi determinada e posteriormente aplicada ao cálculo dos modos dinâmicos verticais e vorticidade potencial da velocidade transversal a linha de costa.

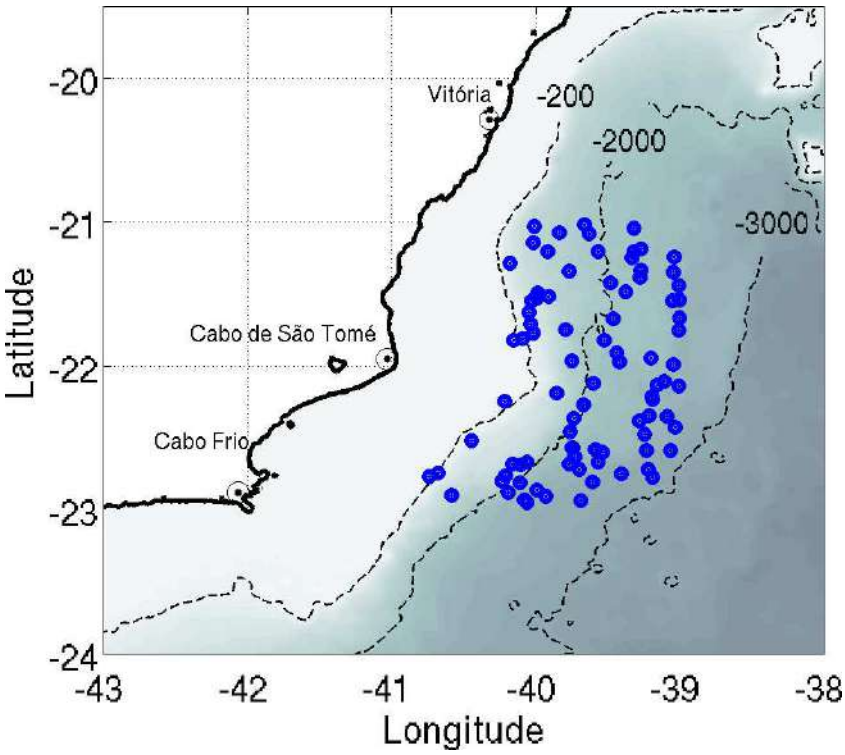

Figura 3.4: Localização dos perfis de tempertura e salinidade da água do mar obtidos por perfiladores de deriva livre ARGO selecionados para o estudo.

3.2 Sensoriamento Remoto

O sensoriamento remoto tem sido uma importante ferramenta na identificação e no estudo da variabilidade espacial e temporal dos processos de mesoescala CHELTON *et al.* (2007); FU e ZLOTNICKI (1989). Através das imagens obtidas por satélites podemos inferir parâmetros como tamanho dos vórtices, forma, duração, propagação (CHELTON *et al.*, 2011; SCHOUTEN *et al.*, 2000) e a variabilidade ao longo do tempo (BENTZ *et al.*, 2004; CHEN *et al.*, 2011; LEE *et al.*, 1981; LORENZZETTI *et al.*, 2009; SOUZA *et al.*, 2006) que, entre outros, podem auxiliar a interpretação de processos dinâmicos observados nos dados obtidos *in situ*. Há três principais formas pela qual foram observadas e acompanhadas as trajetórias dos vórtices através de sensoriamento remoto: a partir de AASM, temperatura da superfície do mar (TSM) e clorofila-a. Enquanto que os estágios iniciais de formação dos vórtices são bem observados em imagens de TSM e clorofila-a, o acompanhamento e rastreamento de tais estruturas coerentes é possível a partir de campos de AASM a partir de altimetria por satélites.

3.2.1 Anomalia de altura da superfície do mar (AASM)

Pequenos deslocamentos da superfície do mar, associados a formação de vórtices, podem ser diretamente detectados por altimetria. De forma indireta, pode ser obtido por altimetria o campo de velocidade geostrófica do oceano. A presença do vórtice é observada pela existência de linhas de função de corrente fechadas ROBINSON (2004).

Os dados altimétricos utilizados foram produzidos por SSALTO/DUACS (*Segment Sol multimissions d'Altimétrie, d'Orbitographie et de localisation précise/Data Unification and Altimeter Combination System*), fornecidos pela AVISO (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data*) com apoio da Cnes (http://www.aviso.altimetry.fr/duacs/). A AVISO disponibiliza produtos gradeados em grade Cartesiana (1/4°) e Mercartor (1/3° e (1°) gerados pelo processamento de dados combinados de missões de satélites altímetros disponíveis no período analisado (Saral/AltiKa, Cryosat-2, OSTM/Jason-2, Jason-1, Topex/Poseidon, Envisat, GFO, ERS-1&2 e Geosat), em tempo real (*real time*) ou após um processamento dos dados medidos mais rigoroso (*delayed time*) (AVISO, 2013).

Optou-se pelo uso do produto multi-satélites, pois este tipo de processamento melhora a resolução dos mapas, em relação a dados de um único satélite, e reduz erros (LE TRAON *et al.*, 2003), gerando produtos mais realistas. Devido ao maior controle de qualidade dos dados também foi escolhido para análise o produto *delayed time*, em sua versão mais recente, DUACS 2014. Esta nova versão da base de AASM é baseada em um período de referência de 20 anos (contra 7 anos da versão anterior de 1993) e é apresentada em uma resolução Cartesiana (ao invés da grade Mercartor). Estas mudanças, entre outras, contribuíram para melhorar a qualidade do produto. Portanto, foram utilizados mapas de AASM diários produzidos a partir de dados combinados, *delayed time*, com cobertura global e 1/4° X 1/4° de resolução. O período de dados analisados foi de janeiro de 2005 a dezembro de 2013 (9 anos de dados).

3.2.2 Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

As feições de mesoescala apresentam forte assinatura térmica na superfície do mar e por isso podemos detectá-las em imagens do campo de TSM, sendo marcados

pelo gradiente de temperatura existente entre o núcleo e a borda das estruturas (LORENZZETTI *et al.*, 2009).

Os dados de TSM utilizados no estudo compõem uma base de dados denominada por *Group For High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSST), disponibilizada na página ftp.nodc.noaa.gov/pub/data.nodc/ghrsst/L4/GLOB/JPL/MUR/ e são resultantes de uma análise do *GHRSST L4 MUR Global Foundation Sea Surface Temperature Analysis*. Os dados da análise *Multiscale Ultrahigh Resolution* (MUR) são diários, de resolução espacial de 1km, baseadas em dados de observações noturnas de TSM de vários instrumentos que incluem o AMSRE, o MODIS, WindSat e observações *in situ* de SST do projeto NOAA iQuam (CHIN *et al.*, 2010). Foram analisados no total 3287 imagens de TSM obtidas entre o período de janeiro de 2005 a dezembro de 2013.

3.2.3 Clorofila-a

Uma terceira forma de vórtices serem observados através de sensoriamento remoto é a advecção de traçadores por uma frente de um vórtice em evolução descrevendo a estrutura subjacente a ele. Tanto a temperatura quanto a cor da superfície do mar são candidatas como traçadores para este tipo de assinatura da estrutura vortical. Opticamente materiais refletores na água, tais como fitoplâncton ou partículas em suspensão, são traçadores que são evidentes em imagens de dados na banda do visível (ROBINSON, 2004).

Dados (e imagens) de concentração de clorofila-a obtidas pelo sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) a bordo do satélite Aqua são disponibilizadas na internet (oceancolor.gsfc.nasa.gov). As imagens de clorofila-a utilizadas são composições L3, de 8 dias, com resolução de 4 km e abrangem o período de janeiro de 2005 a dezembro de 2013. Esta base foi utilizada de forma a complementar a análise das feições de mesoescala.

3.3 Análise dos dados

3.3.1 Análise Espectral

A contribuição oriunda de diferentes componentes de frequência é medida em termos de densidade espectral. O método utilizado para estimar a densidade espectral de séries discretas é o periodograma calculado a partir de uma FFT (transformada rápida de Fourier, do inglês *fast Fourier transform*). O principal postulado de Fourier é que qualquer série temporal finita, y(t), definida sobre o intervalo [t=0, t=T], pode ser reproduzida pelas superposições de funções senos e cossenos, na forma de:

$$y(t) = \bar{y(t)} + \sum_{p} [a_p cos(\omega_p t) + b_p sin(\omega_p t)], \tag{3.1}$$

onde $\bar{y(t)}$ é o valor médio do registro, a_p, b_p são as constantes (Coeficientes de Fourier), ω_p a frequência angular definida, que é múltiplo inteiro (p=1,2...) da frequência fundamental, $\omega_1 = 2\pi.f_1 = 2\pi/T$, onde T é o tamanho total da série. Mais detalhes sobre o método podem ser encontrados em EMERY e THOMSON (1998).

A análise espectral de Fourier foi aplicada às séries temporais de velocidade da corrente em diferentes profundidades e as séries temporais de posição da frente térmica da CB, estimadas a partir de um critério de máximos gradientes da TSM.

Depois de determinadas as frequências de interesse foram aplicados filtros digitais para remover frequências específicas das séries temporais. Foi utilizado o filtro Butterworth do tipo passa-baixa, que é amplamente usado em oceanografia (EMERY e THOMSON, 1998).

3.3.2 Funções Ortogonais Empíricas

A análise das funções ortogonais empíricas (*Empirical Orthogonal Function*, EOF), também conhecida como análise de componentes principais é um método estatístico que fornece uma descrição espacial e temporal compacta da variabilidade

de uma série temporal em termos de funções ortogonais ou modos estatísticos (EMERY e THOMSON, 1998). O método é amplamente utilizado pela maior parte da variância de uma série temporal ser explicada nos primeiros modos estatísticos (LORENZ, 1956). Outra razão é a possibilidade de se relacionar o padrão de cada modo estatístico à modos dinâmicos (ou comportamentos físicos) (KAIHATU *et al.*, 1997), e por este motivo tem sido utilizada na oceanografia para inferir a energia e escalas espaciais e temporais de diversos processos físicos, entre eles, a variabilidade de correntes oceânicas (EDWARDS e SEIM, 2008; KAIHATU *et al.*, 1997; KUNDU *et al.*, 1975). É importante destacar que não existe necessariamente uma relação física ou matemática entre os modos estatísticos das EOFs e os modos dinâmicos.

Na análise de EOF, determinam-se os autovetores, autovalores e os coeficientes de uma matriz real. Cada autovetor, ou modo, nos oferece um perfil (ou em outras aplicações campo) espacial que possui uma fração maximizada da variância total ou energia determinada pelo seu autovalor associado, sendo que a série temporal dos coeficientes (amplitudes) fornece a evolução temporal do espaço em N-dimenssões. Pode-se ainda dizer que a energia total é obtida pela combinação linear de autovalores e autovetores. Este método é descrito em KUNDU *et al.* (1975). A análise de EOF foi aplicada separadamente nas componentes de velocidade paralela e transversal a linha de costa e foi utilizada para investigar a estrutura vertical do sistema CB-CCI.

3.3.3 Modos Dinâmicos lineares (ou Modos Normais)

A estrutura vertical de velocidade *in situ* obtida ao largo do Cabo de São Tomé foi decomposta em modos dinâmicos a fim de se entender a resposta do sistema CB-CCI a perturbação gerada por eventos de instabilidade da corrente. A equação do movimento linearizada, hidrostática, inviscida e sob aproximação de Boussinesq pode ser separada em estrutura vertical e horizontal, seguindo o método de separação de variáveis descrito em LEBLOND e MYSAK (1978):

$$p(x, y, z, t) = P_i(x, y, t)F_i(z), \tag{3.2}$$

$$u(x, y, z, t) = U_i(x, y, t)F_i(z), \tag{3.3}$$

$$v(x, y, z, t) = V_i(x, y, t)F_i(z), \tag{3.4}$$

$$w(x, y, z, t) = W_i(x, y, t)\frac{1}{N^2(z)}\frac{dF_i(z)}{dz}. \tag{3.5}$$

onde P_i, U_i, V_i e W_i são respectivamente a amplitude do i-ésimo modo vertical da pressão e das velocidades zonal, meridional e vertical, e F_i é o i-ésimo modo vertical. Lembrando que N é a frequência de Brünt-Vaisala, definida por:

$$N^2 = \frac{-g}{\rho}\frac{\partial \rho}{\partial z}, \tag{3.6}$$

onde ρ é a densidade potencial da água do mar que foi estimada a partir dos dados obtidos por cruzeiros do MOVAR e de perfiladores ARGO. Os modos verticais satisfazem a seguinte equação:

$$\frac{d}{dz}\frac{1}{N^2}\frac{dF_i}{dz} + \lambda_i F_i = 0, \tag{3.7}$$

Com a suposição de fundo plano e tampa rígida em superfície, temos as seguintes condições de contorno para F_i:

$$\frac{dF_i}{dz} = 0, z = H, z = 0, \tag{3.8}$$

As últimas duas equações constituem um problema de autovalores para λ_i. Portanto, existe um número infinito de soluções F_i para $i = 0, 1, 2, ..., i$ cada um associado a um autovalor λ_i real e discreto. Os modos dinâmicos são função de N e i-ésimo autovalor λ_i é relacionado aos raios de deformação interno de Rossby Rd_i por:

$$Rd_i = (f_0^2 \lambda_i)^{-\frac{1}{2}}, \tag{3.9}$$

A estrutura vertical dos modos de oscilação normais ajuda a entender a localização e amplitude de cada modo assim como sua significância na dinâmica oceânica resultante (EMERY e THOMSON, 1998). Depois de determinados os modos dinâmicos lineares estes foram aplicados ao cálculo de Energia Cinética

Média e Energia Cinética Média da Perturbação da coluna d'água e seus respectivos particionamentos entre suas componente barotrópicas e baroclínicas.

Capítulo 4

Frente Térmica da Corrente do Brasil

4.1 Variabilidade da frente térmica da Corrente do Brasil em Cabo de São Tomé

A CB é marcada ao longo de sua extensão pela presença de intensa frente térmica. Frentes são zonas estreitas caracterizadas por elevados gradientes de propriedades (temperatura, salinidade, nutrientes, etc.) que separam áreas com diferentes massas d'água ou diferentes estruturas verticais (estratificação) (BELKIN, 2002). Ao largo do Cabo de São Tomé a frente térmica, região de máximo gradiente horizontal de temperatura, demarca o limite entre a Água Costeira (CASTRO *et al.*, 2006) mais fria e a Água Tropical, água mais quente transportada em superfície pela CB (STRAMMA e ENGLAND, 1999). Os gradientes podem ser intensificados pela ressurgência costeira que é forte mais ao sul, mas que também ocorre com frequência próximo ao Cabo de São Tomé (CALADO *et al.*, 2010; CASTELÃO e BARTH, 2006; EMILSON, 1961). Sua localização é variável e sofre influência de processos dinâmicos inerentes ao escoamento da CB como o meandramento da corrente e a formação e desenvolvimento de vórtices.

Em análise de resultados pretéritos apresentados por BENTZ *et al.* (2004); GARFIELD (1990); LIMA *et al.* (2013); LORENZZETTI *et al.* (2009); SILVEIRA *et al.* (2003) é possível traçar uma relação direta entre a variação na localização da

frente térmica da CB em Cabo de São Tomé e a atividade de mesoescala da corrente. Esta relação foi utilizada para quantificar espacial e temporalmente a variabilidade de mesoescala da frente térmica da CB no local de formação e desenvolvimento dos meandros e vórtices do Cabo de São Tomé.

Os dados de TSM da análise MUR foram usados na quantificação em superfície da variabilidade de mesoescala da CB. Foram retiradas as componentes harmônicas anual e semi-anual (períodos maiores que 180 dias) e filtradas as altas frequências (períodos menores que 15 dias) a fim de destacar as frequências associadas aos processos de mesoecala. A frente térmica interna da CB foi analisada com base no modelo conceitual ilustrado em BELKIN *et al.* (2009). Foram selecionadas seções transversais à CB média e extraída para cada seção um conjunto de séries temporais constituído por 200 pontos equidistantes de aproximadamente 1 km. A extensão temporal de cada série foi de 9 anos (01/01/05 a 31/12/13). Após avaliação foi selecionada para o estudo aquela que melhor amostrou temporal e espacialmente os meandros e vórtices do Cabo de São Tomé (Figura 4.1, painel esquerdo). A localização desta seção coincidiu com o ponto de fundeio F7.

A partir deste conjunto de dados foi definida uma série temporal da posição da frente térmica interna da CB definida a partir do máximo gradiente horizontal de temperatura (como, por exemplo, a Figura 4.1 painel direito). Este critério é amplamente utilizado na literarura (BELKIN e O'REILLY, 2009; BELKIN *et al.*, 2009; LORENZZETTI *et al.*, 2009; PODESTÁ *et al.*, 1991; SHAW e VENNELL, 2001). O cálculo foi baseado em um esquema em diferenças finitas centrada.

Complementarmente, todas as imagens foram analisadas visualmente com fim de correção e verificação do desempenho do critério aplicado. A análise visual revelou que o afloramento da ACAS em superfície, recorrente na região devido ao fenômeno de ressurgência, causou a intensificação da frente térmica da CB e ou a ocorrência de mais de uma frente de gradiente horizontal de temperatura bem marcada numa mesma seção transversal. Portanto, para que a variabilidade de mesoescala não fosse mascarada, foi aplicado aos cálculos uma temperatura de corte no qual foram eliminadas zonas de frentes térmica com temperaturas inferiores a 23 °C. Esta restrição térmica permitiu isolar a influência da ressurgência.

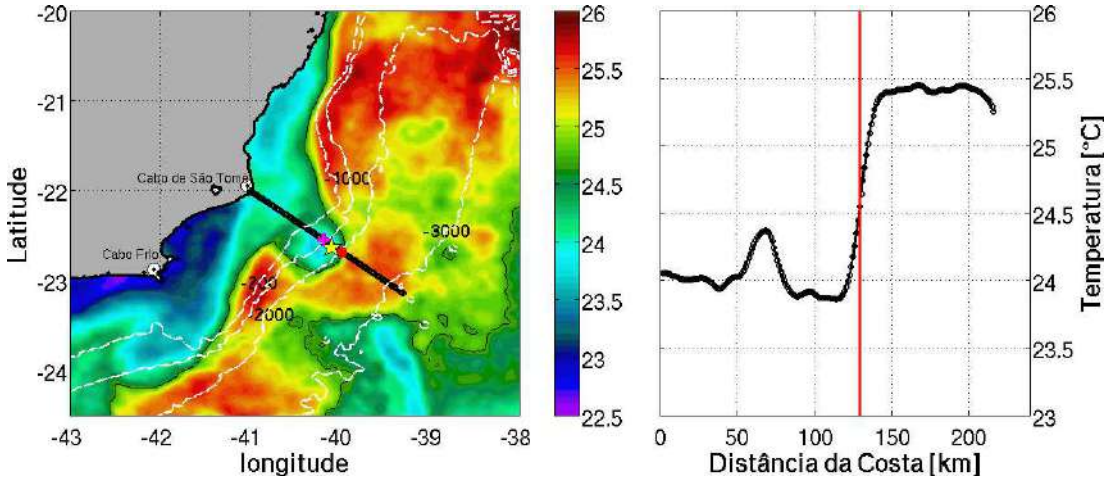

Figura 4.1: Painel esquerdo: localização da seção transversal da CB média sob a posição da frente térmica interna da CB em 03/07/10 (ponto vermelho) e da média calculada para os 9 anos analisados (ponto mangenta), e a localização do fundeio F7 (estrela amarela). Isolinha preta mostra a isoterma de 24,6°C. Painel direito: posição da frente térmica interna da CB (vermelho) em relação a seção transversal do dia 03/07/10.

Os gradientes máximos de TSM foram positivos, indicando aumento de temperatura em direção ao oceano aberto. Os baixos valores (média de 0,05 ℃/km ± 0,02 e máximo de 0,14 ℃/km) refletem a filtragem temporal aplicado às imagens para retirar os sinais anual e semi-anual dos dados e a retirada da influência da ressurgência. Na análise feita por LORENZZETTI *et al.* (2009) o gradiente médio anual de temperatura da CB, entre 20 e 27°S, foi de 0,31℃/km (± 0,15), o dobro da máxima encontrada neste estudo.

Ao longo dos 9 anos de dados analisados o valor médio da temperatura da frente térmica interna da CB foi de 24,6℃(± 0,5℃) enquanto que, a posição média foi de 100,3 km distante da costa apresentando um desvio padrão de 31 km. Este valor médio localiza-se na região sobre o talude continental, próximo a isóbata 1000 m (Figura 4.1) e é representativo de uma CB com a ocorrência recorrente de meandros e vórtices. Os resultados diferem daqueles encontrados por LORENZZETTI *et al.* (2009) onde a posição dominante da frente interna da CB, nesta mesma região, ocorreu sobre a plataforma continental externa, próximo a isóbata de 200 m e reflete um CB média estável.

Variações para sudeste na posição da frente térmica da CB superiores ao desvio padrão foram relacionados a eventos de meandramento intenso e possível formação de vórtices do Cabo de São Tomé. Nestes eventos, a água mais fria localizada sobre

a plataforma continental é projetada em direção ao talude continental como parte da circulação do meandro ou vórtice. Observa-se o afastamento da posição da frente térmica da CB em relação a linha de costa. No evento de máximo deslocamento a frente chegou a atingir 220 km de distância da costa.

A seção de TSM obtida no dia 03/07/10, apresentada na Figura 4.1 (painel direito), ilustra a variação da posição da frente térmica da CB gerada por um vórtice do Cabo de São Tomé de cerca de 103 km de diâmetro médio inferido a partir de imagens de AASM. Observa-se que neste dia a frente térmica da CB é deslocada para aproximadamente 161 km de distância da costa devido a presença do vórtice. Notou-se que somente a ocorrência de um vórtice (vórtice 2) não foi associado a um deslocamento da frente térmica da CB superior a posição média somada a um desvio padrão (linha preta tracejada).

O diagrama Hovmöller das seções transversais diárias de TSM (Figura 4.2) possibilitou a observação temporal dos deslocamentos. Ao compará-lo com os períodos de formação de vórtices calculou-se que aproximadamente 77% dos picos na posição da frente térmica da CB (linha preta contínua) estão associados a formação de estruturas vorticais. Outros 23% relacionaram-se a formação de grandes meandros. Na Figura 4.2, as estrelas brancas indicam o primeiro dia de rastreamento nos mapas de AASM de cada um dos 22 vórtices identificados neste estudo, que serão apresentados e discutidos no Capítulo 6 (Tabela 6.1).

Note que 3 vórtices (vórtices 15, 17 e 22) não tiveram identificação nas imagens de AASM concomitante ao período de deslocamento da frente térmica da CB. Isto ocorreu devido a dois fatores. O primeiro é a limitação, dos dados de altimetria, na identificação de estruturas de mesoecala em regiões rasas, que muitas vezes impossibilita o rastreamento do vórtice no início de seu desenvolvimento (quando este encontra-se mais próximo da quebra da plataforma continental). Em geral, a assinatura da feição em AASM começa a ser evidente durante o crescimento, que ocorre em direção a regiões mais profundas. Seu rastreamento é realizado somente quando nos mapas de AASM a feição atende aos critérios estabelecidos no Capítulo 6 (segundo fator).

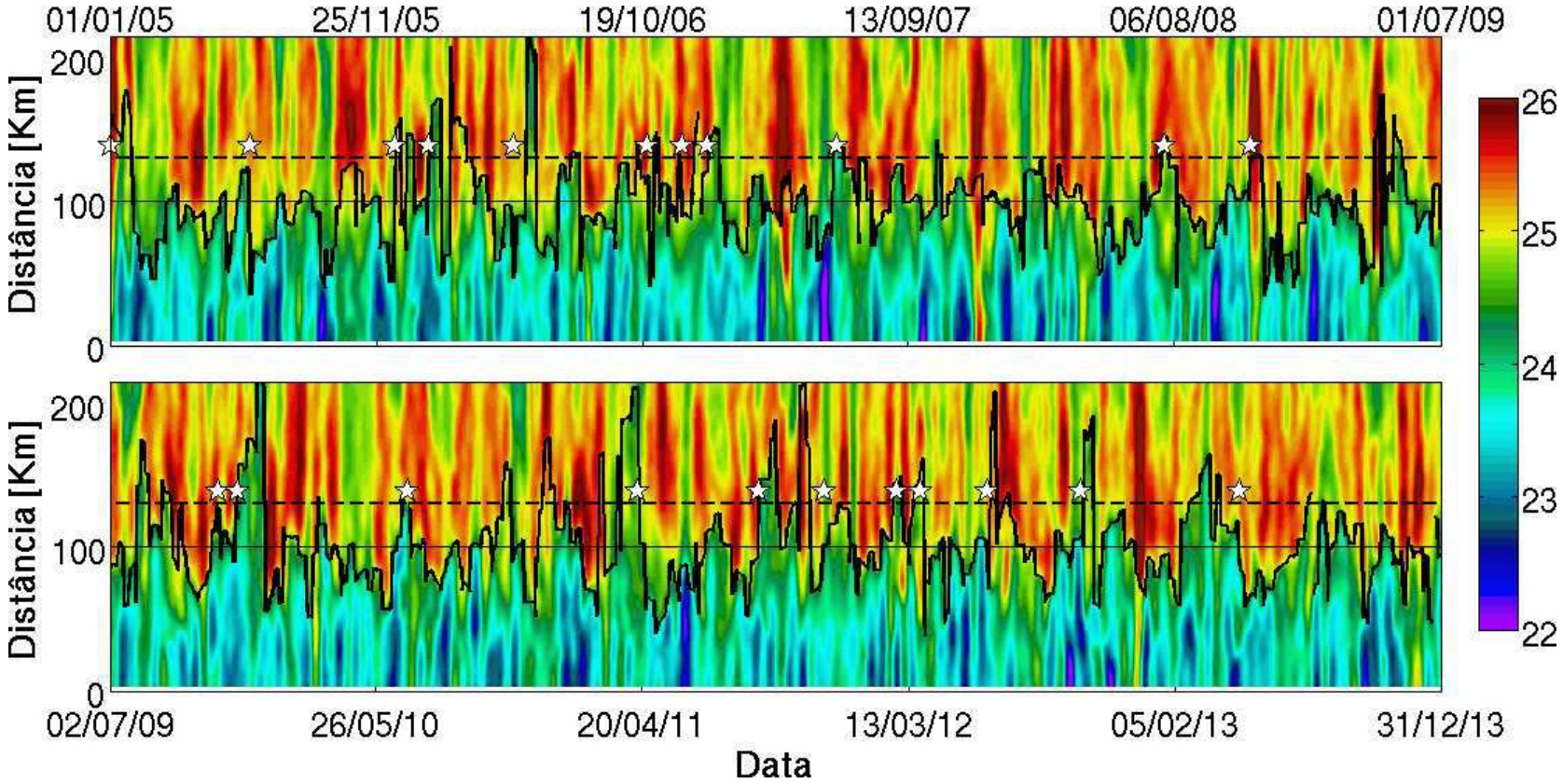

Figura 4.2: Hovmöller de TSM extraída da seção transversal de 01/01/05 a 31/12/13. A linha preta contínua mostra a posição da frente térmica da CB, a reta, a posição média (em 100,3 km) e a tracejada, a média somada ao desvio padrão de 30,5 km. As estrelas brancas indicam o primeiro dia de rastreamento de 22 vórtices indentificados no estudo.

Para avaliar a possível existência de uma periodicidade na formação de meandros e vórtices no Cabo de São Tomé foi aplicada a análise espectral a série de posição da frente térmica. Esta análise revelou um pico de maior densidade espectral centrado no período de aproximadamente 100 dias (Figura 4.3). Outro pico, porém de menor energia foi observado entre 40 e 60 dias. Uma análise similar foi aplicada as séries de correntes para profundidades pré definidas.

Selecionamos um trecho da série temporal da frente térmica da CB e a comparamos a perfis de velocidade da corrente medidos *in situ* em ponto coincidente as seções de TSM. As séries de velocidades foram medidas por um ADCP (F7) até a profundidade aproximada de 900 m, amostrando desta forma a CB e a porção superior da CCI.

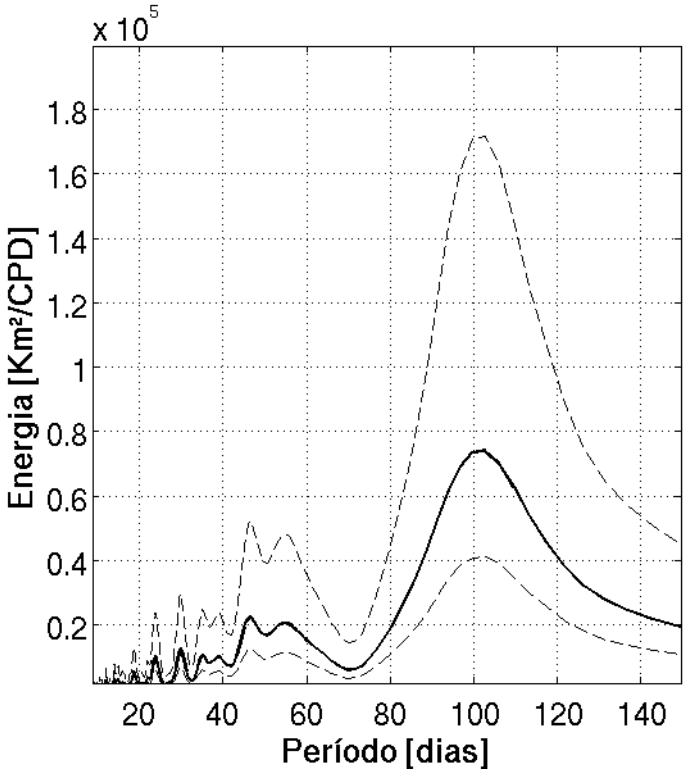

Figura 4.3: Espectro estimado da série temporal de TSM extraída diariamente de 01/01/05 a 31/12/13 ao longo da seção inclinada indicada da Figura 4.1. As linhas tracejadas são o intervalo de confiança de 95%.

O período de análise selecionado para a comparação entre os perfis de velocidade e a posição da frente térmica da CB foi de 30/08/09 a 25/11/12, correspondente a todo o período de coleta de dados de velocidade. Foram analisadas duas séries temporais de velocidade, uma representativa da CB e outra da CCI. A série

representativa da CB é a velocidade transversal a linha de costa média ao longo das camadas superficiais, entre 50 e 250 m, enquanto que, a série representativa da CCI é a velocidade transversal média ao longo das profundidades intermediárias, 270 a 870 m (Figura 4.4). As profundidades que limitam a CB e a CCI foram determinadas a partir do perfil médio de velocidade paralela a linha de costa, obtido em F7, que mostrou uma inversão da direção da velocidade da corrente em aproximadamente 300 m. Com o objetivo de melhorar a visualização, mas não alterando o resultado, as séries foram filtradas com um filtro do tipo passa-banda preservando as energias entre 60 e 120 dias. Observa-se que períodos de intensificação da intensidade das correntes foram acompanhados em quase todos os momentos por deslocamentos na posição da frente térmica da CB, sendo assim, os eventos são em grande parte coincidentes.

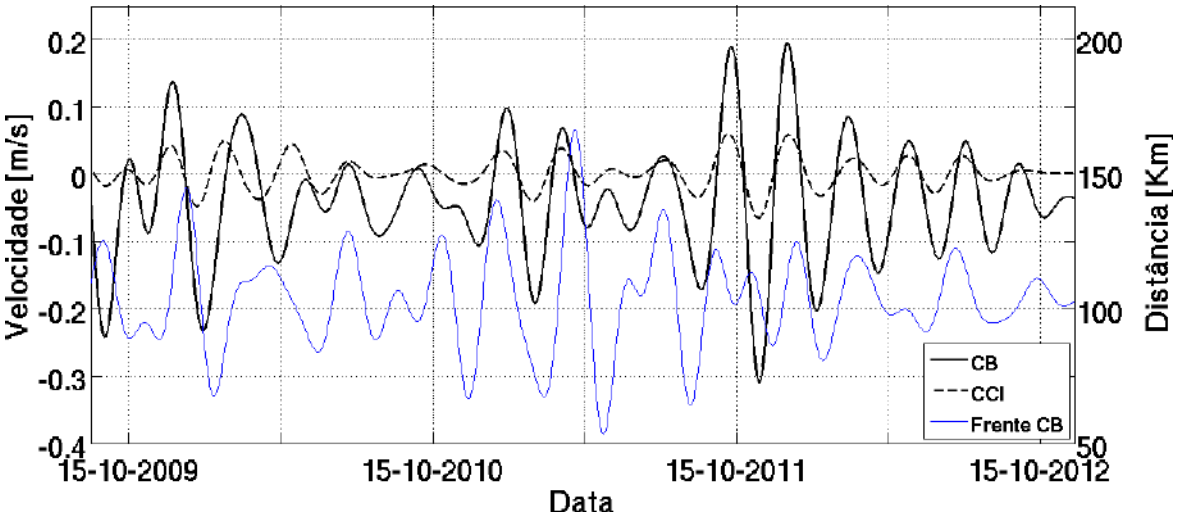

Figura 4.4: Comparação entre três séries temporais: posição da frente térmica interna da CB (linha azul), velocidade representativa do fluxo transversal a linha de costa da CB (linha preta) e da CCI (linha tracejada). O período foi de 30/08/09 a 25/11/12.

Os resultados indicam uma correlação entre as séries temporais e que, para o período selecionado, a posição da frente térmica da CB representou muito bem os dados medidos *in situ*. Observamos também que o sinal de mesoescala gerado na CB se estende até a porção superior da CCI.

É importante notar que a captura do sinal do deslocamento da frente térmica pelo ADCP ocorre em função da posição inicial do desenvolvimento do meandro em relação ao fundeio. LIMA (2008) mostrou a partir de um modelo conceitual de

desenvolvimento de meandros e formação dos vórtices do Cabo de São Tomé como fundeios localizados em diferentes pontos podem amostrar de formas distintas uma mesma feição de mesoescala. Isto implica que a série de posição da frente térmica da CB e as de velocidade, não precisam apresentar uma correspondência exata.

Para o mesmo período foi realizada a análise espectral das séries temporais de velocidade das correntes e posição da frente térmica (Figura 4.5). Os resultados mostraram que as séries temporais de velocidade transversal a linha de costa da CB e CCI exibiram pico significativo de densidade espectral centrado em 70 e 80 dias respectivamente, enquanto que, a série temporal de posição da frente térmica da CB exibiu pico de densidade espectral centrado entre 80 e 90 dias. Em relação a série temporal de posição da frente térmica da CB, observou-se uma diminuição no período do pico, quando comparada a série original de 9 anos, entretanto, como o processo estudado não é determinístico, pode-se relacionar essa diminuição a uma maior frequência de ocorrência de eventos de meandramento da CB durante o período de dados selecionados.

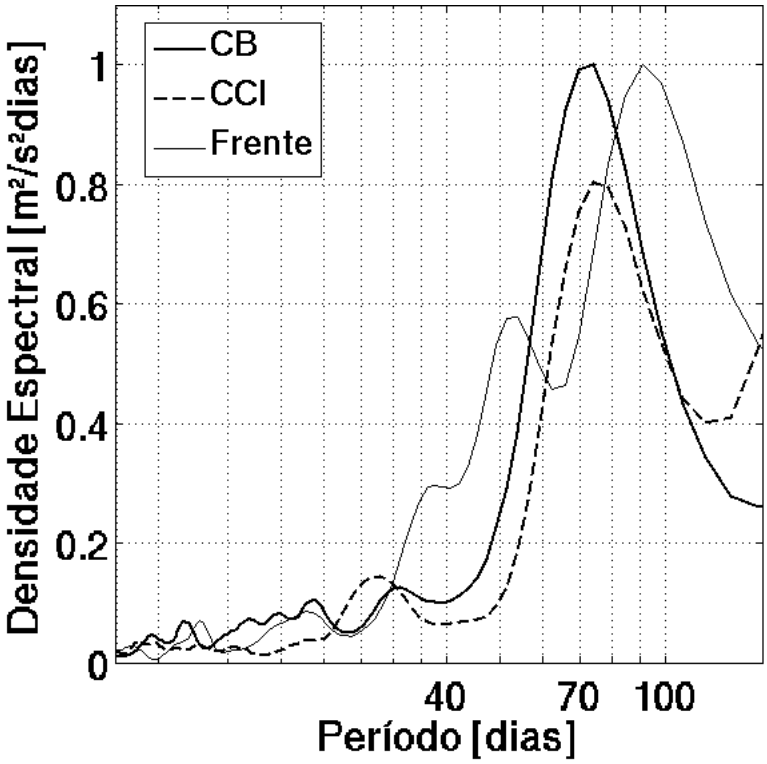

Figura 4.5: Espectros estimados das séries temporais de posição da frente térmica da CB (linha preta), velocidades representativa do fluxo transversal a linha de costa da CB (linha preta em negrito) e da CCI (linha preta tracejada). As três séries temporais correspodem ao período de 30/08/09 a 25/11/12.

Não foi observado no espectro das séries de velocidade da corrente o pico de elevação de densidade espectral entre 40 e 60 dias como observado nos resultados da análise aplicada a série de posição da frente térmica da CB. Considerando que meandros menores gerados pela CB não geraram deslocamento da frente térmica da CB suficiente para que seu sinal fosse capturado pelo fundeio F7, mas que grandes meandros geradores de vórtices sim, essa diferença indica que o pico observado entre 40 e 60 pode estar associado ao meandramento da CB enquanto que, o pico observado centrado em 100 dias pode estar relacionado a formação dos vórtices.

Apesar das diferenças encontrada nos picos de densidade espectral das séries, a função de coerência entre as séries de velocidade transversal a linha de costa da CB e a posição da frente térmica da CB e, a velocidade transversal a linha de costa da CCI e a posição da frente térmica da CB mostraram que a coerência entre as séries é alta. Em ambos os casos observou-se uma alta coerência com picos nos períodos entre 70 a 100 dias (Figura 4.6) possivelmente associada a formação de grandes meandros e vórtices. Os resultados mostraram ainda uma alta coerência entre a frente térmica e a velocidade transversal a linha de costa da CB no período entre 20 e 30 dias. A faixa de frequência indica que este último pode estar associado a passagem de ondas de plataforma pelo Cabo do São Tomé.

Por fim, a variabilidade temporal observada na posição da frente térmica da CB é representativa da perturbação da CB gerada por feições de mesoescala e mostrou-se, desta forma, um bom indicador do desenvolvimento de vórtices. Pode-se afirmar ainda que o grande meandrameto e formação de vórtices do Cabo de São Tomé é um fenômeno recorrente e, têm ocorrência relacionada a um pico de densidade espectral que foi de aproximadamete 70 a 100 dias. Considerando esta periodicidade estima-se em média a formação de 4 grandes meandros a cada ano. Os resultados são os únicos a mostrarem que existe uma periodicidade relacionada aos processos de mesoescala da CB.

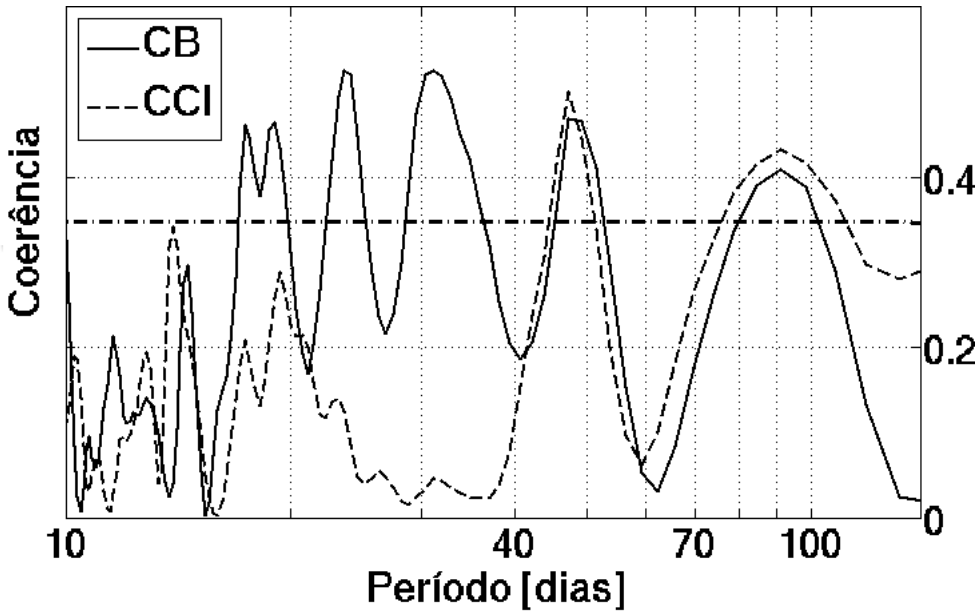

Figura 4.6: Análise de coerência entre as séries temporais da posição da frente térmica interna da CB e velocidade representativa do fluxo transversal a linha de costa da CB (linha preta) e posição da frente térmica interna da CB e velocidade representativa do fluxo transversal a linha de costa da CCI (linha preta tracejada). A reta ponto-tracejada representa o intervalo de confiança de 95%.

4.2 Estrutura bimodal da frente térmica da Corrente do Brasil entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio

GARFIELD (1990) e LORENZZETTI *et al.* (2009) descrevem a recorrência da formação de meandros e vórtices frontais em Cabo de São Tomé e Cabo Frio de forma concomitante e supõem a existência de uma estrutura espacial bimodal da frente térmica da CB. Visando investigar esta feição, determinou-se a frente térmica interna da CB também ao largo de Cabo Frio. A metodologia aplicada é a mesma àquela usada para o Cabo de São Tomé. A localização da seção transversal de TSM que melhor amostrou os meandros e vórtices de Cabo Frio é apresentada na Figura 4.7.

O valor médio da temperatura da frente térmica interna da CB em Cabo Frio foi de 24,3°C(± 0,5°C) enquanto que, a posição média foi de 122,1 km distante da costa apresentando um desvio padrão de 43,7 km. Como no Cabo de São Tomé, este valor médio localizou-se na região sobre o talude continental, próximo a isóbata

1000 m (Figura 4.7, ponto magenta) e reflete a formação recorrente de meandros e vórtices na região. A temperatura média foi similar a encontrada no Cabo de São Tomé e ambas próximas a média anual de TSM, calculada para costa sudeste por LORENZZETTI *et al.* (2009), de 24°C.

O diagrama Hovmöller das seções transversais diárias de TSM e a posição da frente térmica da CB em Cabo Frio (linha preta contínua) ao longo dos 9 anos de dados (01/01/05 a 31/12/13) analisados foi apresentada na Figura 4.8. Variações para leste na posição da frente térmica média da CB superiores ao desvio padrão foram relacionados a eventos de meandramento intenso e possível formação de vórtices de Cabo Frio.

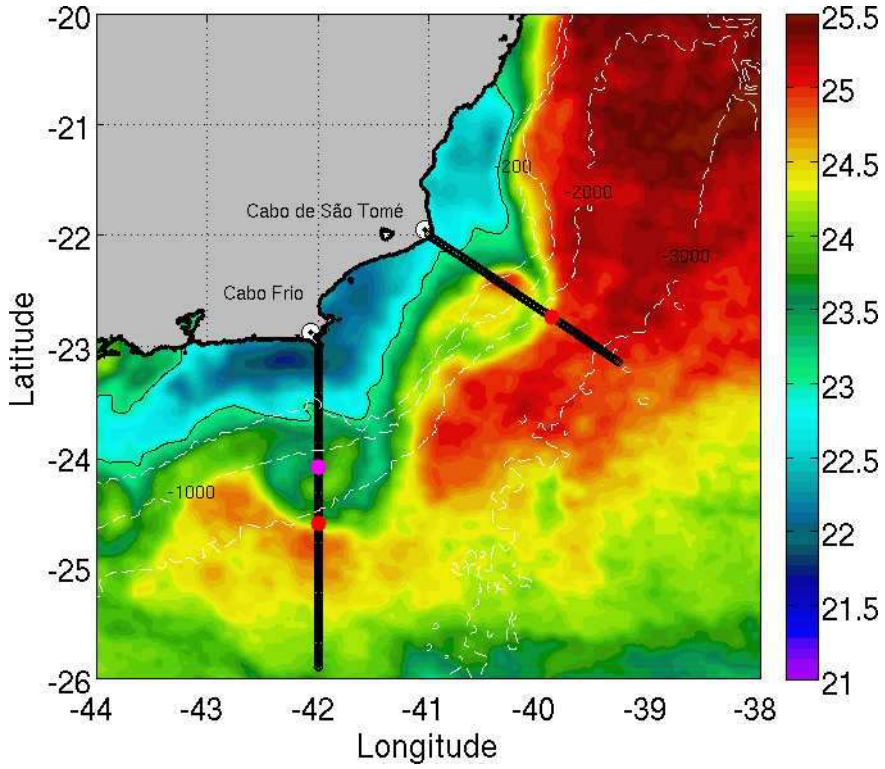

Figura 4.7: Imagem MUR de TSM do dia 01/03/12 com a localização da seção transversal a frente térmica da CB em Cabo Frio e Cabo de São Tomé. Os pontos vermelhos indicam a posição da frente térmica da CB calculada no dia 01/03/12. O ponto magenta mostra a posição média da frente térmica interna da CB em Cabo Frio ao longo dos 9 anos analisados. A isolinha preta demarca a isoterma de 24,6°C.

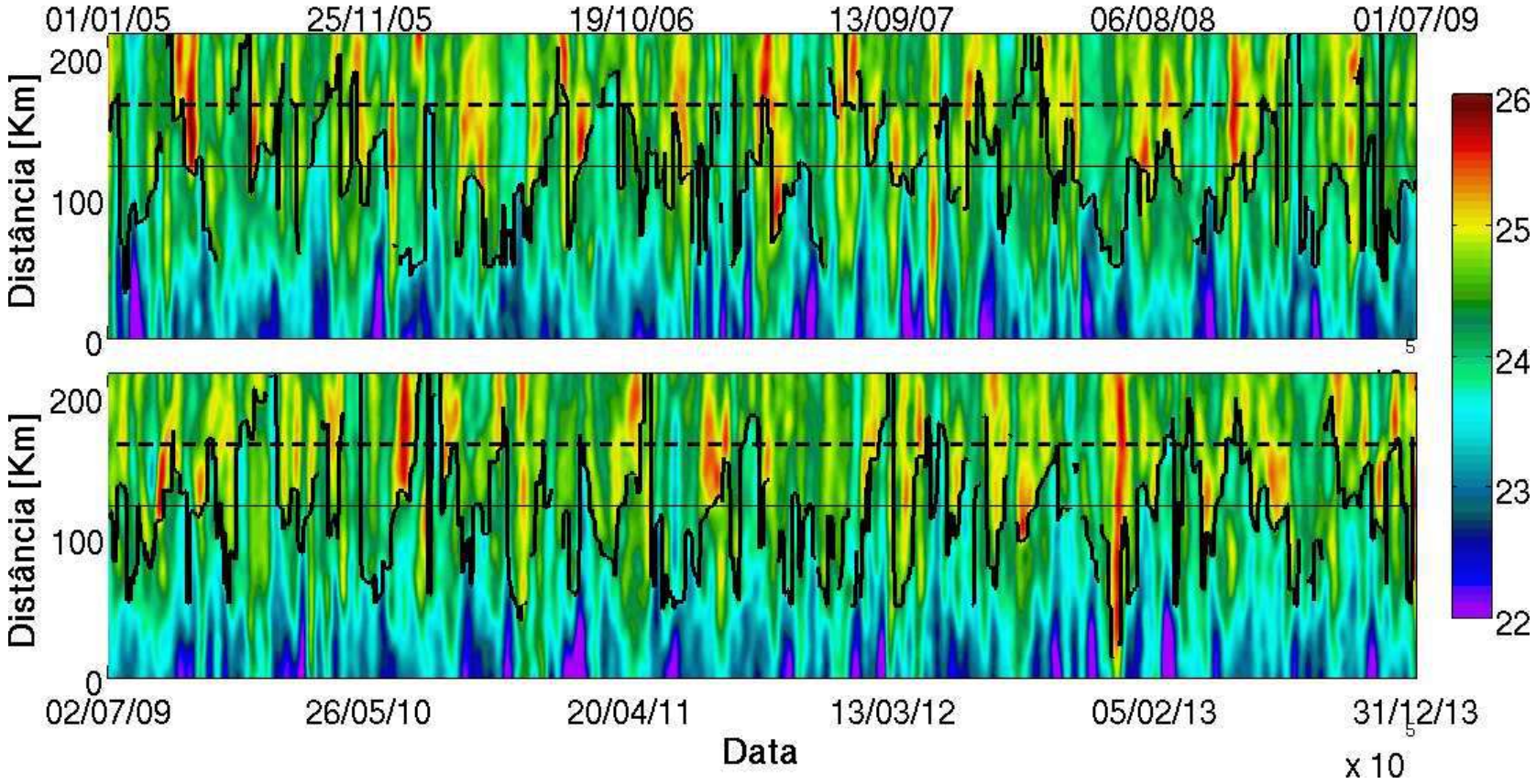

Figura 4.8: Hovmöller de TSM extraída da seção transversal inclinada apresentada na Figura 4.7 (Cabo Frio) de 01/01/05 a 31/12/13. A linha preta contínua mostra a posição da frente térmica da CB, a reta, a posição média (em 122,1 km) e a tracejada, a média somada ao desvio padrão de 37,3 km.

Foi realizada a análise espectral da série de posição da frente térmica da CB em Cabo Frio. Esta análise revelou três picos de densidade espectral. Assim como em Cabo de São Tomé, foi observado um grande pico centrado em aproximadamente 100 dias (Figura 4.9). Outros dois picos, foram observados em 45 e 60 dias e podem estar associados a faixa de elevação de energia espectral entre 40 e 60 dias observada na análise da frente térmica da CB em Cabo de São Tomé (Figura 4.3). Esta série temporal foi comparada a obtida em Cabo Frio a fim de correlacionar os eventos ocorridos nestas duas regiões.

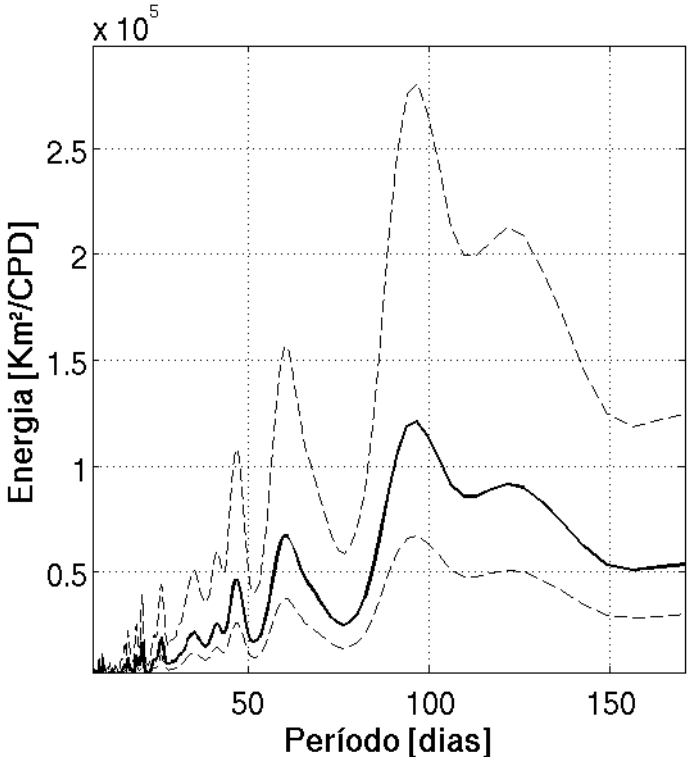

Figura 4.9: Espectro estimado da série temporal de TSM extraída diariamente de 01/01/05 a 31/12/13 ao longo da seção inclinada da Figura 4.8. As linhas tracejadas são o intervalo de confiança de 95%.

A Figura 4.10 mostra uma comparação entre as séries temporais de posição da frente térmica obtidas em Cabo Frio e Cabo de São Tomé. As séries foram filtradas com um filtro do tipo passa-banda preservando as energias entre 40 e 120 dias a fim de se evidenciar a mesoescala. Ao longo dos 9 anos foram contabilizados aproximadamente 57 eventos de deslocamento da frente térmica da CB em Cabo Frio e, 64 em Cabo de São Tomé que correspondem a formação, aproximada, de um meandro a cada 57 dias, no primeiro, e a cada 50 dias no segundo. Analisando os grandes deslocamentos da posição da frente térmica da CB em Cabo Frio, os

resultados mostraram que dos 22 vórtices gerados e identificados ao largo do Cabo de São Tomé, 15 (ou 68%) foram relacionados a um deslocamento da frente térmica superior a posição média observada nesse local. Destes 15, em 8 vórtices foi possível observar um deslocamento mútuo da frente térmica da CB formando uma estrutura bimodal. Nos outros 7, o deslocamento ocorreu, porém, com defasagem temporal.

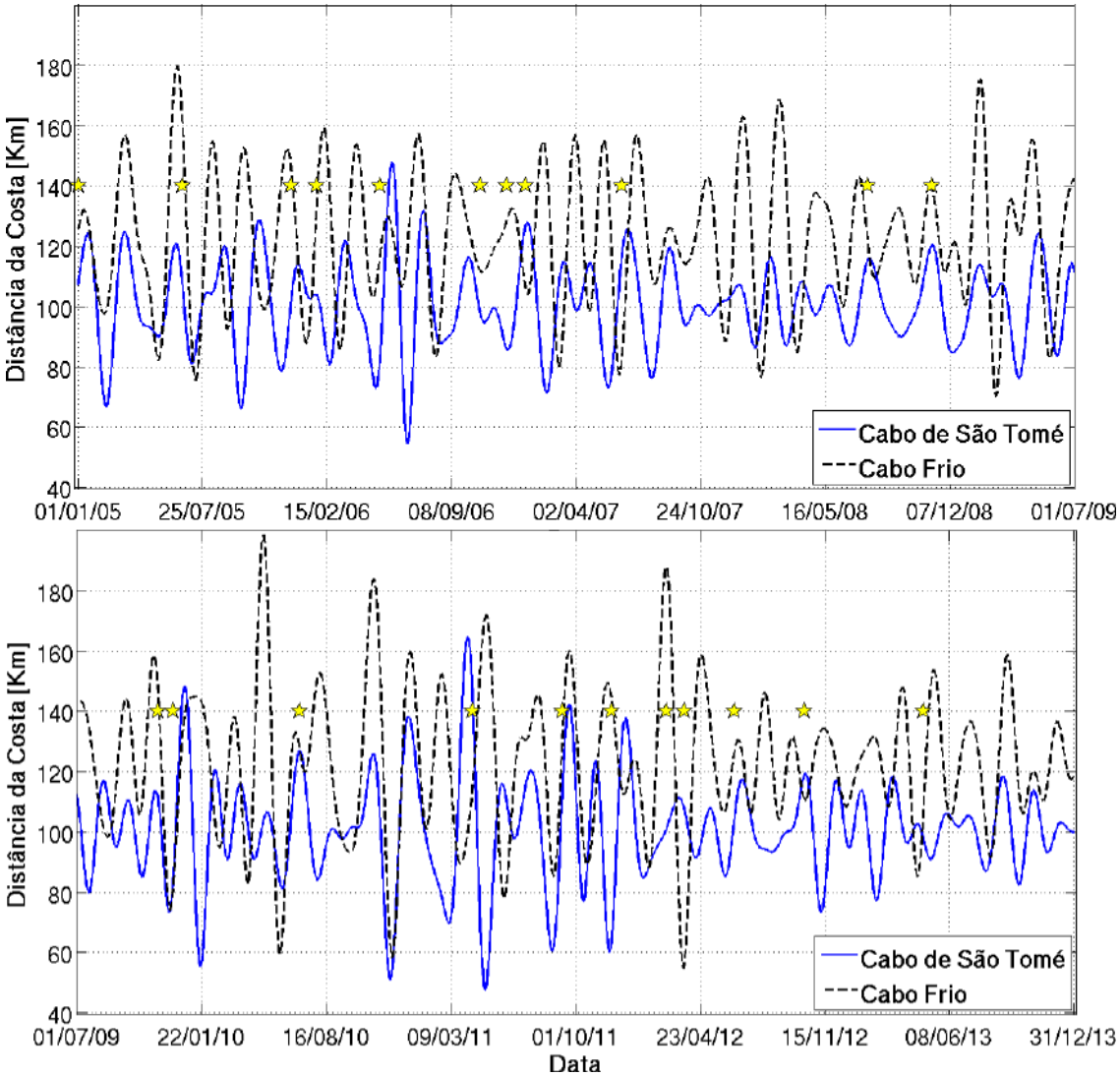

Figura 4.10: Comparação entre as séries temporais da posição da frente térmica interna da CB em Cabo Frio (linha preta tracejada) e Cabo de São Tomé (linha azul). As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de 22 vórtices indentificados no estudo ao largo do Cabo de São Tomé.

Despois de calculado o coeficiente de correlação, foi aplicada uma análise espectral cruzada para se obter a função de coerência entre as séries (Figura 4.11). Apesar de apresentar um coeficiente de correlação baixo ($\sim$ 0,03) os resultados da análise espectral cruzada mostraram uma alta coerência em três faixas de período:

de 45 a 50, 55 a 60 e, 90 a 100 dias. A análise dos resultados apresentados na Figura 4.10 e na análise de coerência corroboram a hipótese de que os processos associados a faixa de elevação de densidade espectral observada entre 40 e 60 dias relacionam-se ao meandramento da CB.

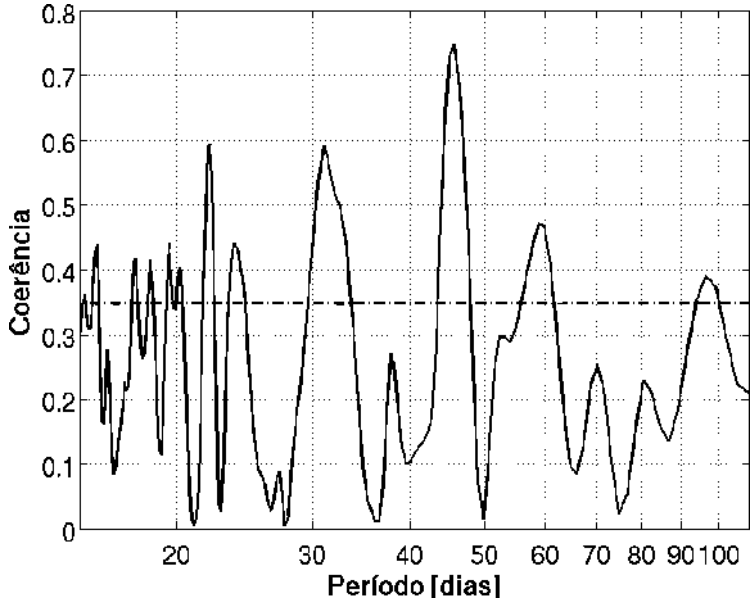

Figura 4.11: Análise de coerência entre as séries temporais da posição da frente térmica interna da CB em Cabo Frio e Cabo de São Tomé. A reta tracejada representa o intervalo de confiança de 95%.

Se períodos entre 40 e 60 dias relacionam-se ao meandramento da CB e o período de 90 a 100 dias relaciona-se a grandes meandros/vórtices, com base na análise espectral cruzada, pode-se dizer que as atividades de mesoecala geradas ao Largo do Cabo de São Tomé e em Cabo Frio têm alta coerência (de até 0,75). Esta coerência é maior durante o meandramento da corrente diminuindo com os eventos de formação de vórtices. Observa-se ainda que a mesoescala é mais frequente em Cabo de São Tomé que em Cabo Frio.

Portanto, foi observada ao longo dos 9 anos de dados analisados a presença da feição bimodal da CB, sendo formada pelo meandramento, e também pela formação mútua de vórtices em Cabo de São Tomé e Cabo Frio e em outros momentos inexistente. Sua ocorrência foi maior durante a formação de meandros do que de vórtices. Os resultados indicam que a propagação para sul do sinal observado em Cabo de São Tomé ocorre mais facilmente quando não se forma a estrutura vortical.

Desta forma, especula-se que durante a formação, ao drenar energia do campo médio, o vórtice pode interromper a propagação da onda vorticidade. A confirmação da existência da estrutura bimodal associada a propagação de uma onda de vorticidade entretanto, depende de um estudo dinâmico dos processos.

Capítulo 5

Variabilidade do Sistema CB-CCI

5.1 O sistema CB-CCI e a interação com os vórtices

Para o entendimento e quantificação da variabilidade gerada no sistema CB-CCI pela intensa atividade de mesoescala presente ao largo do Cabo de São Tomé, foi necessário inicialmente determinar o padrão de escoamento médio da corrente ao longo da coluna d'água amostrada. Caracterizou-se o comportamento da estrutura vertical da corrente durante períodos de estabilidade, ou fraco meandramento (aproximação da frente térmica da costa) e durante a ocorrência de forte meandramento e formação de vórtices. Os dados utilizados foram as séries temporais de perfis de velocidade paralela a linha de costa obtidas nos fundeios F1, F2, F3, F4, F5 F6, F7 e F8 (Figura 3.1). Foi analisado todo o período de dados de velocidade disponível (Figura 3.2). Como auxílio, o comportamento da CB em superfície foi acompanhado com o uso de imagens de TSM e a série de posição da frente térmica interna da CB.

Os perfis de velocidade da corrente paralela a linha de costa mostraram o fluxo da CB ocupando a porção superior da coluna d'água, até a profundidade máxima de aproximadamente 400 m, fluindo para sul sobre o fluxo bem definido da CCI para norte. Os dados mostram o forte cisalhamento vertical da corrente e indicam a existência de uma componente baroclínica de primeiro modo predominante em todos os pontos analisados.

Esse padrão é bem ilustrado pela Figura 5.1 que mostrou os dados de velocidade paralela a linha de costa coletados no fundeio F2 durante um período de relativa estabilidade da corrente (novembro de 2011 a janeiro de 2012) em que, não foi observado no diagrama Hovmöller da frente térmica (Figura 4.2) e nem nas imagens de TSM o desenvolvimento de grandes meandros pela CB. A Figura 5.1 mostrou um fluxo para sul em superfície bem definido, com intensidades que chegaram a 0,4 m/s. Em profundidade intermediária identificou-se um fluxo para norte, também bem definido, com intensidades máximas que atingiram 0,5 m/s. Estes resultados refletem o fluxo do sistema CB-CCI presente no local (ROCHA *et al.*, 2014; SILVEIRA *et al.*, 2004, 2008).

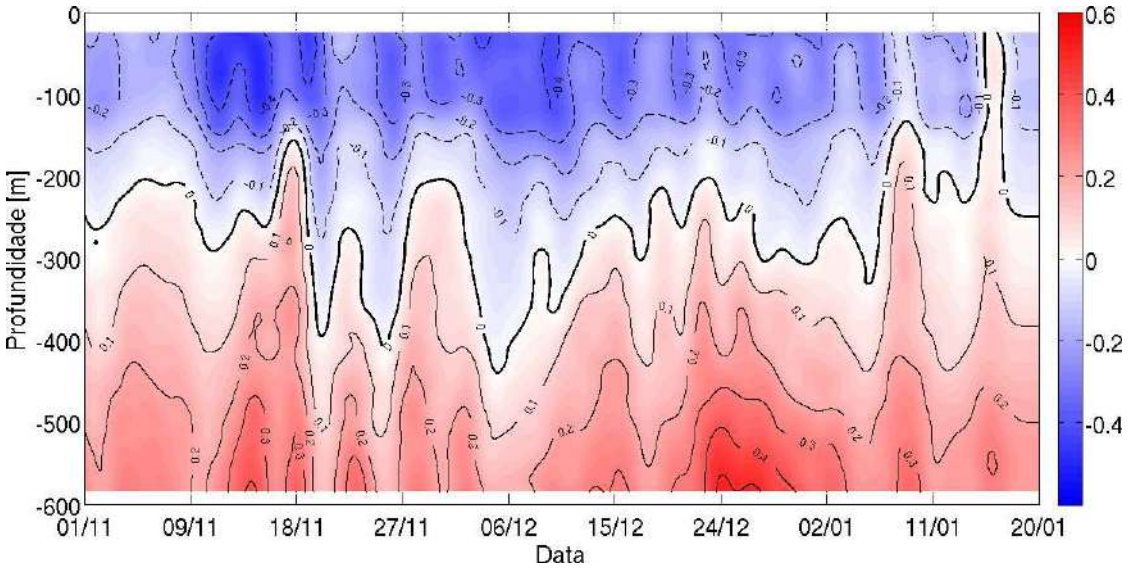

Figura 5.1: Perfil de velocidade paralela a linha de costa da corrente obtida *in situ* pelo fundeio F2 (Figura 3.1), até a profundidade de 600 m, de novembro de 2007 a janeiro de 2008, ao largo do Cabo de São Tomé.

As velocidades médias na porção superior da CB, em aproximadamente 50 m, e na porção superior da CCI, aproximadamente a 550 m de profundidade calculada para os 8 pontos de análise, são apresentadas na Figura 5.2. Observa-se que o fluxo médio do sistema CB-CCI segue a localização da frente térmica média da CB, que é paralelo as isobatimétricas locais.

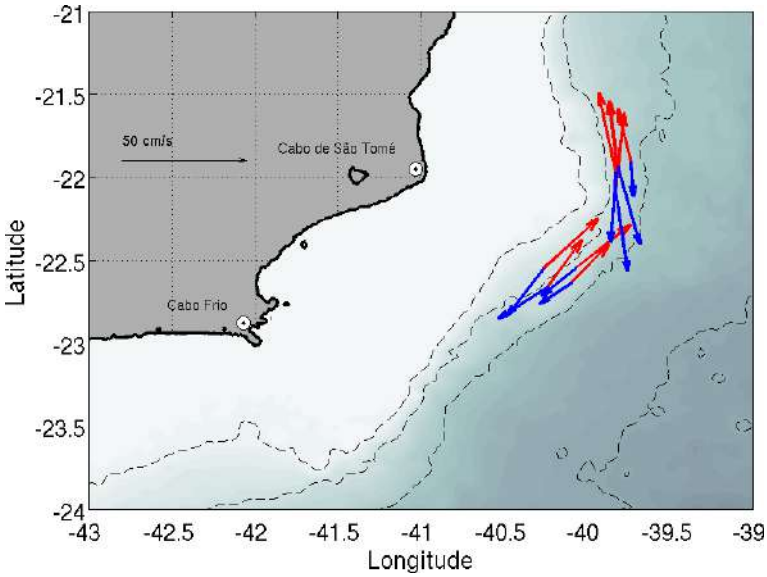

Figura 5.2: Média da velocidade da corrente medida a aproximadamente 50 m (azul) e 550 m (vermelho) de profundidade nos fundeios F1, F2, F3, F4, F5 F6, F7 e F8.

O padrão do sistema CB-CCI é alterado quando ocorre o desenvolvimento dos fortes meandros e vórtices. As observações mostraram que o início do processo de instabilização da corrente é marcado em superfície pela intensificação do fluxo da CB. As velocidades neste momento podem ultrapassar o dobro da média local e aumentam o cisalhamento vertical da corrente. Quando ocorre a formação do vórtice, observa-se a inversão para norte do fluxo da corrente em superfície. Os fluxos em superfície e profundidade intermediária fluem, portanto, na mesma direção. Intensificações da velocidade em profundidades intermediárias, até pelo menos 900 m, indicam que os vórtices exercem influência até as profundidades correspondentes ao fluxo da CCI. Após a influência das feições de mesoescala, o fluxo para sul em superfície é restabelecido.

As Figuras 5.3 e 5.4 ilustraram o comportamento descrito anteriormente e mostraram a alteração do fluxo médio da CB em consequência da formação dos vórtices emitidos 15 e 21 (Tabela 6.1) e, o restabelecimento do seu fluxo para sul após a migração dos vórtices para fora da região de formação. Os vórtices exerceram influência no fluxo em profundidades correspondentes à CCI. Levando-se em conta, por exemplo, o período amostrado na Figura 5.3, observou-se que o coeficiente de correlação entre a média das velocidades nas camadas superior (de 50 a 250 m) e inferior (270 a 870 m) foi elevado, sendo superior a 0,75.

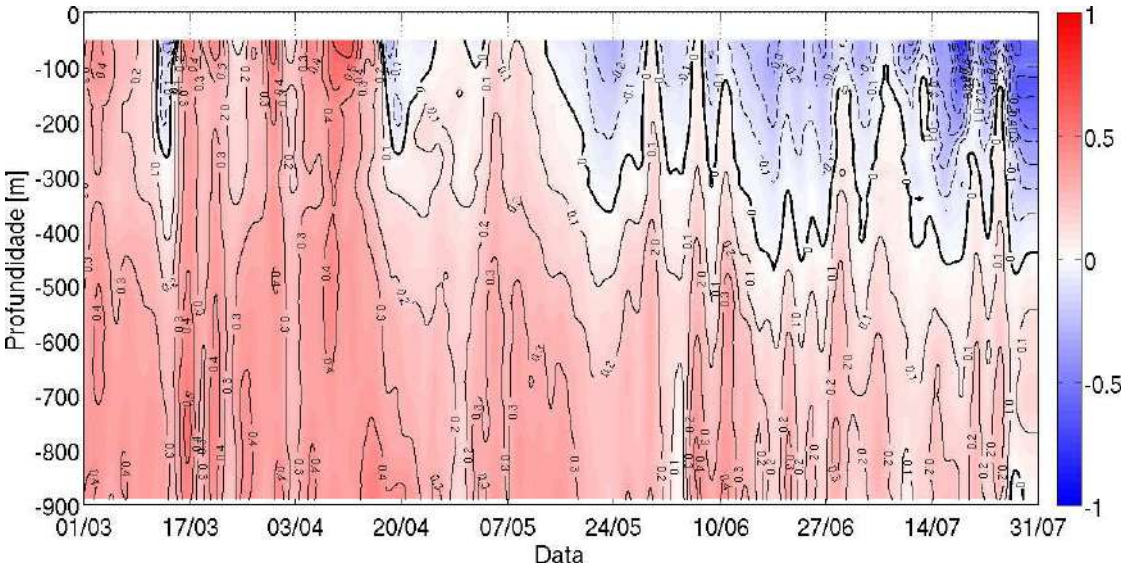

Figura 5.3: Perfil de velocidade paralela a linha de costa da corrente obtida *in situ* pelo fundeio F5 (Figura 3.1), até a profundidade de 900 m, de março a julho de 2011, ao largo do Cabo de São Tomé.

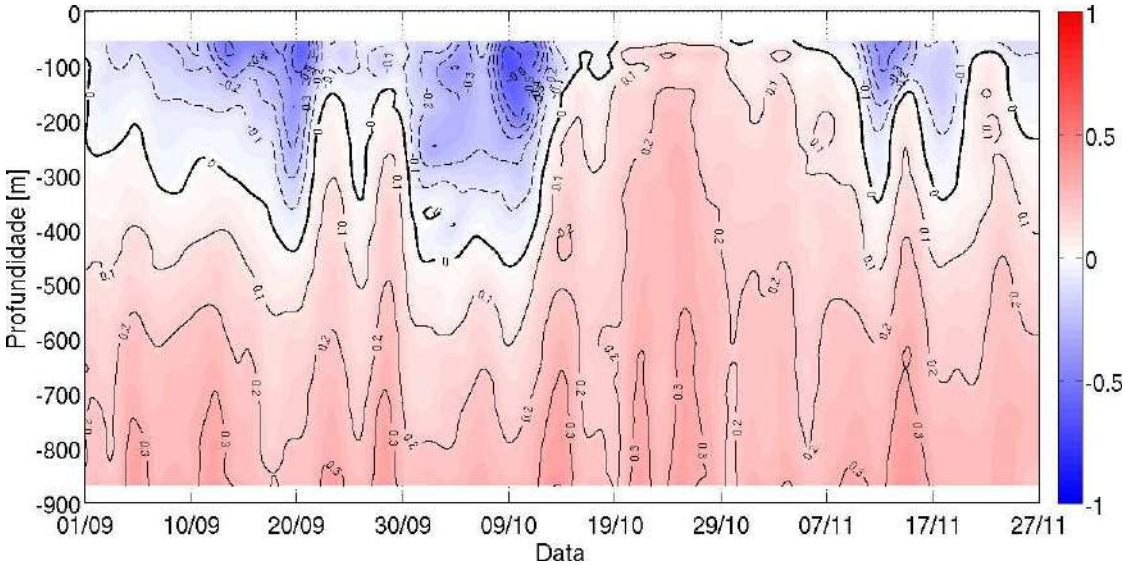

Figura 5.4: Perfil de velocidade paralela a linha de costa da corrente obtida *in situ* pelo fundeio F7 (Figura 3.1), até a profundidade de 900 m, de setembro a novembro de 2012, ao largo do Cabo de São Tomé.

Para cada série, e para as componentes paralela e transversal a costa, foram estimados a média e o desvio padrão da velocidade da corrente ao longo de toda coluna d'água amostrada. O período de dados analisados foi apresentado na Tabela 5.1. A tabela também apresentou o período analisado e a profundidade máxima de coleta de dados em cada série analisada. Note que o período não corresponde àquele mostrado na Figura 3.2. Em cada fundeio o intervalo de dados selecionados para os cálculos foi aquele que apresentou o período de maior registro contínuo de dados

amostrados e com profundidade superior a 500 m.

Tabela 5.1: Período, profundidade de amostragem (Prof.1) e profundidade local (Prof.2), dos dados analisados em cada fundeio.

Fundeio	**Início**	**Fim**	**Meses**[1]	**Prof.1 (m)**	**Prof.2 (m)**
F1	JUN-2009	FEV-2012	20	585	1200
F2	MAI-2009	ABR-2011	12	586	1230
F3	ABR-2012	NOV-2012	07	874	1700
F4	OUT-2011	OUT-2012	12	605	1200
F5	MAI-2010	DEZ-2011	19	892	1070
F6	JUL-2007	ABR-2008	10	613	810
F7	SET-2009	NOV-2012	40	871	1200
F8	JAN-2009	ABR-2010	16	617	1048

[1]Número total de meses analisado

As Figuras 5.5 e 5.6 mostraram os perfis médios das componentes de velocidade paralela (painel esquerdo) e transversal a costa, respectivamente, para o grupo de fundeios localizados a sul (F5, F6, F7 e F8) e a norte (F1, F2, F3 e F4) do Cabo de São Tomé. Como esperado, devido a rotação das componentes da velocidade (F1, F2, F3 e F4), o fluxo médio manifestou-se principalmente na componente paralela. O perfil médio da componente transversal a costa foi próximo a nulo ao longo de toda coluna d'água em todos os fundeios. A profundidade de separação média entre a CB e a CCI variou entre cerca de 175 (F6) a 300 m (F4), variando em função do posicionamento de cada fundeio em relação ao núcleo da CB. Observou-se também que a profundidade de separação nos fundeios localizados a norte do Cabo de São Tomé, em média, foi mais profunda assim como, os valores médios de velocidades foram maiores.

Os valores de velocidade média e desvio médio quadrático para as profundidades de aproximadamente 50, 550 e 900 m foram mostrados nas Tabelas 5.2, 5.3 e 5.4. As intensidades médias das componentes da velocidade paralela a costa foram da mesma ordem de magnitude daquelas apresentados por ROCHA *et al.* (2014) no Cabo de São Tomé que encontrou 0,31, 0,19 e 0,22 m/s, respectivamente, em profundidades próximas a 50, 550 e 900 m. A média da velocidade paralela a costa à $\sim$ 50 m de profundidade chegou ao máximo de -0,29 $\pm$0,04 m/s (Tabela 5.2) no fundeio F2 que também mediu a máxima velocidade média à $\sim$ 550 m, 0,23 $\pm$0,04 m/s (Tabela 5.3). Próximo a 900 m de profundidade a maior média foi observada no fundeio F5, 0,28 $\pm$0,01 m/s (Tabela 5.4). Resultados mostraram, que o fundeio F2 (seguido do F1 e

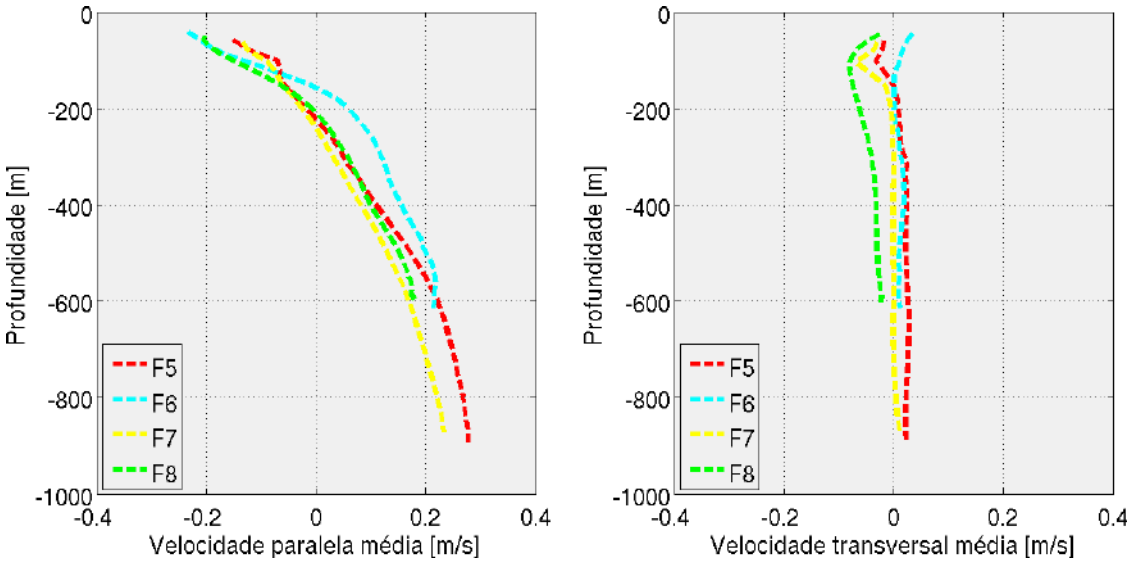

Figura 5.5: Velocidades paralela a linha de costa média (painel esquerdo) e transversal a linha de costa média (painel direito) observadas nos fundeios: F5 (vermelho), F6 (ciano), F7 (amarelo) e F8 (verde).

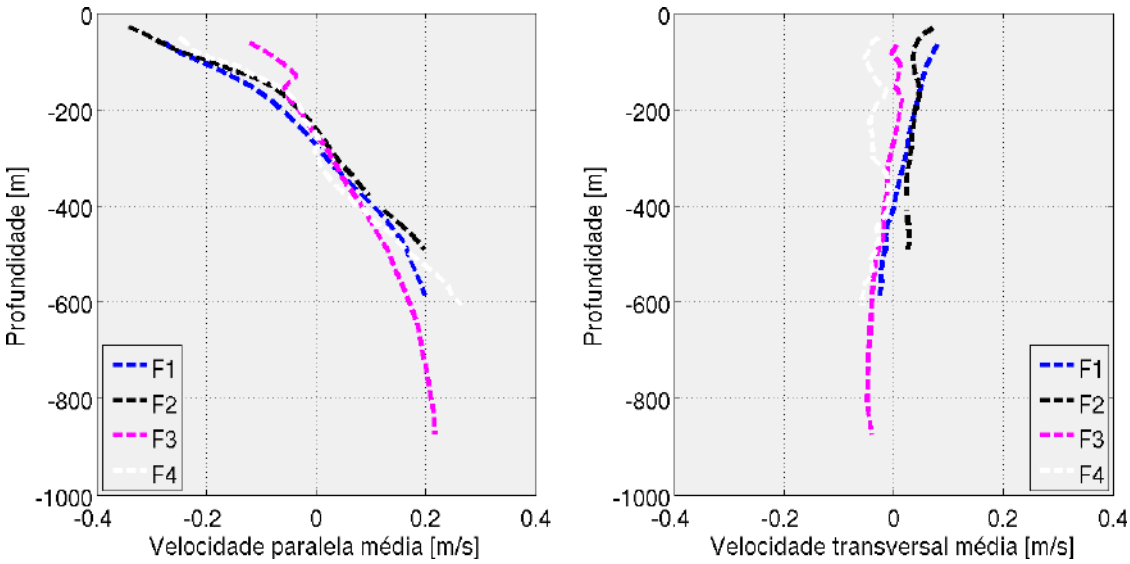

Figura 5.6: Velocidades paralela a linha de costa média (painel esquerdo) e transversal a linha de costa média (painel direito) observadas nos fundeios: F1 (azul), F2 (preto), F3 (magenta) e F4 (branco).

F4) localizou-se mais próximo do núcleo da CB.

Observou-se que, na componente de velocidade paralela a linha de costa, para uma mesma profundidade, o desvio médio quadrático teve a mesma ordem de magnitude da velocidade média calculada (Tabelas 5.2, 5.3 e 5.4), ao longo de toda coluna d'água amostrada (Figuras 5.7 e 5.8). Na componente transversal a linha de costa porém, os resultados mostraram que em superfície (50 m de profundidade) o desvio médio quadrático foi uma ordem de grandeza superior a média observada.

Tabela 5.2: Média [m/s] e erro da média, desvio padrão (STD) [m/s] e erros do desvio, das componentes paralela e transversal da velocidade medida a ∼50 m de profunfidade.

Componentes	Velocidade Paralela		Velocidade Transversal	
Fundeio	**Média**	**STD**	**Média**	**STD**
F1	-0,28 ±0,03	0,19 ±0,02	0,08 ±0,03	0,16 ±0,02
F2	-0,29 ±0,04	0,19 ±0,03	0,04 ±0,05[1]	0,19 ±0,03
F3	-0,13 ±0,02	0,12 ±0,01	0,008 ±0,02[1]	0,12 ±0,01
F4	-0,26 ±0,02	0,13 ±0,01	-0,02 ±0,04[1]	0,19 ±0,03
F5	-0,16 ±0,04	0,30 ±0,03	-0,02 ±0,02[1]	0,23 ±0,02
F6	-0,22 ±0,05	0,28 ±0,04	0,03 ±0,03[1]	0,18 ±0,02
F7	-0,14 ±0,02	0,19 ±0,01	-0,03 ±0,02[1]	0,19 ±0,01
F8	-0,21 ±0,04	0,28 ±0,03	-0,05 ±0,03[1]	0,18 ±0,02

[1]Valores abaixo do intervalo de confiança de 95%.

Tabela 5.3: Média [m/s] e erro da média, desvio padrão (STD) [m/s] e erros do desvio, das componentes paralela e transversal da velocidade medida a ∼550 m de profundidade.

Componentes	Velocidade Paralela		Velocidade Transversal	
Fundeio	**Média**	**STD**	**Média**	**STD**
F7	0,15 ±0,01	0,08 ±0,01	0,00 ±0,00[1]	0,06 ±0,00
F1	0,19 ±0,03	0,16 ±0,02	-0,02 ±0,01[1]	0,09 ±0,01
F2	0,23 ±0,04	0,16 ±0,03	0,03 ±0,01	0,07 ±0,01
F3	0,20 ±0,02	0,10 ±0,01	-0,02 ±0,01	0,05 ±0,01
F4	0,23 ±0,04	0,16 ±0,03	-0,05 ±0,01	0,06 ±0,00
F5	0,20 ±0,02	0,1 ±0,01	0,02 ±0,01[1]	0,05 ±0,01
F6	0,22 ±0,01	0,09 ±0,01	0,01 ±0,01[1]	0,03 ±0,00
F8	0,17 ±0,02	0,1 ±0,01	-0,03 ±0,01	0,04 ±0,00

[1]Valores abaixo do intervalo de confiança de 95%.

Tabela 5.4: Média [m/s] e erro da média, desvio padrão (STD) [m/s] e erros do desvio, das componentes paralela e transversal da velocidade medida a ∼900 m de profundidade.

Componentes	Velocidade Paralela		Velocidade Transversal	
Fundeio	**Média**	**STD**	**Média**	**STD**
F3	0,22 ±0,04	0,20 ±0,03	-0,04 ±0,01	0,06 ±0,01
F5	0,28 ±0,01	0,10 ±0,01	0,02 ±0,00	0,03 ±0,00
F7	0,23 ±0,01	0,09 ±0,01	0,01 ±0,01	0,07 ±0,01

[1]Valores abaixo do intervalo de confiança de 95%.

Os resultados mostraram uma alta variabilidade do sistema CB-CCI na região, e que esta, com exceção da corrente amostrada no fundeio F3 (Figura 5.8), ocorreu principalmente em superfície. Este fundeio, que localizou-se ao norte do Cabo de São Tomé, exibiu maior variabilidade em profundidades intermediárias, ou seja, na CCI. Como as séries foram filtradas, com objetivo de preservar somente o sinal

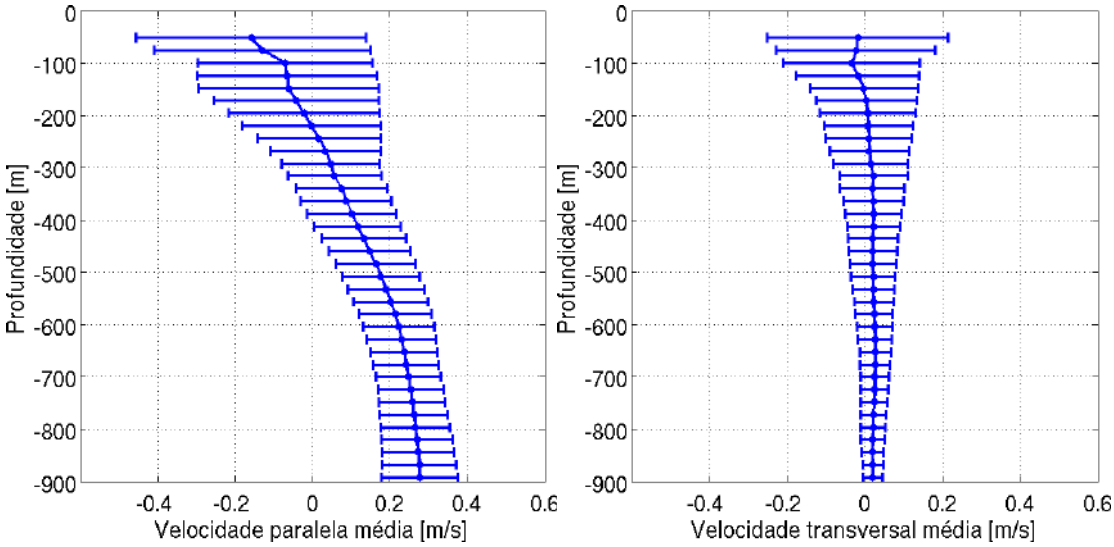

Figura 5.7: Velocidades paralela (painel esquerdo) e transversal (painel direito) a linha de costa média calculda no fundeio F5 de maio de 2010 a dezembro de 2011. As barras laterais representam o desvio padrão da velocidade.

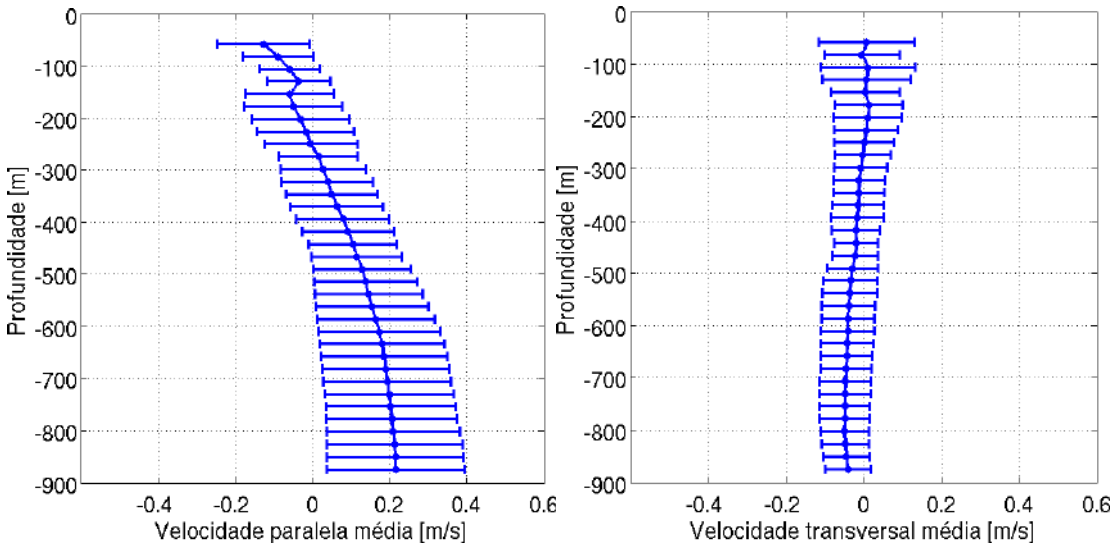

Figura 5.8: Velocidades paralela (painel esquerdo) e transversal (painel direito) a linha de costa média calculadas no fundeio F3 de abril a novembro de 2012. As barras laterais representam o desvio padrão da velocidade.

de mesoescala, podemos associar a variabilidade da corrente observada em todos os pontos analisados à geração de meandros e vórtices no Cabo de São Tomé. A influência da atividade de mesoescala pôde ser observada até 900 m.

5.2 Variabilidade: análise de EOF

A análise de EOF é um método estatístico que fornece uma descrição espacial e temporal compacta da variabilidade de uma série temporal em termos de funções ortogonais ou modos estatísticos (EMERY e THOMSON, 1998). Com o objetivo de investigar a variabilidade do sistema CB-CCI durante eventos de formação de vórtices, foram realizados para oito fundeios análises de séries temporais da velocidade da componente da corrente transversal e paralela a linha de costa. Como mostraram os resultados anteriores, sobre a variabilidade de mesoescala da CB ao largo do Cabo de São Tomé, a velocidade transversal é um bom indicador da pertubação gerada pelo meandramento e desenvolvimento de vórtices e por isso foi o foco desta análise.

Em cada fundeio, o intervalo de dados selecionado para análise, foi aquele apresentado na Tabela 5.1. A partir destes foram calculados os modos estatísticos da EOF. Resultados dos dois primeiros modos estatísticos, M1 e M2, obtidos da análise de EOF destas séries temporais, selecionadas nos fundeios F1, F2, F3, F4, F5, F6, F7 e F8, foram mostrados na Tabela 5.5.

Tabela 5.5: Porcentagem dos dois primeiros modos estatísticos da EOF aplicada aos dados de velocidade transversal a linha de costa.

Fundeio	**M1** [%]	**M2** [%]
F1	80,74	10,80
F2	71,58	18,07
F3	71,92	20,63
F4	78,13	11,90
F5	87,42	06,64
F6	89,60	06,43
F7	71,53	21,27
F8	85,27	07,21

Os resultados mostraram que os dois primeiros modos (M1 e M2) explicaram mais de 90% da variância total em todos os pontos analisados (Tabela 5.5). M1

explicou a maior parte da variância total dos dados. Como observado na análise da estrutura vertical dos modos estatísticos em todos os fundeios, o sinal do primeiro modo estatístico não mudou ao longo da coluna d'água, que indicou uma possível associação de M1 a uma componente barotrópica importante da perturbação. Sua amplitude decaiu rapidamente com o aumento da profundidade, o que indica que este modo contém também contribuição de uma componente baroclínica. M2 explicou uma porção menor da variância total. Observou-se a inversão de sinal de M2 ao longo da coluna d'água, representando possivelmente este modo da EOF o primeiro modo baroclínico. Este padrão foi ilustrado na Figura 5.9 pela estrutura dos dois primeiros modos calculadas para o fundeio F7.

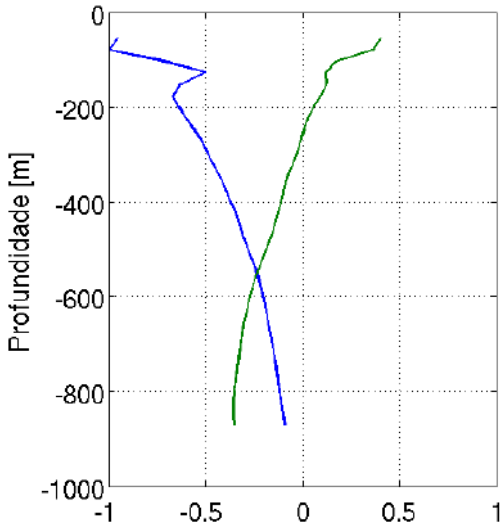

Figura 5.9: Estrutura dos dois primeiros modos estatísticos M1 (em azul) e M2 (em verde) da EOF da velocidade transversal a linha de costa no fundeio F7.

SILVEIRA *et al.* (2008) aplicaram a análise de EOF a uma série temporal de anomalia da velocidade da corrente coletados ao longo de 5 meses, por um fundeio localizado próximo ao Cabo de São Tomé, que amostrou a coluna d'água até 1000 m de profundidade. Os resultados mostraram que o primeiro modo estatístico da EOF explicou uma variância de 82%. Os autores afirmaram ainda que a componente barotrópica é mais importante na estrutura do meandro do que no fluxo médio da corrente. Nos resultados do presente trabalho entretanto, a presença da componente barotrópica da perturbação foi observada em 8 diferentes pontos de amostragem da corrente.

A análise foi realizada para um intervalo de tempo mais longo e possibilitou uma maior amostragem da atividade de mesoescala da CB no qual, além do sinal da perturbação associada a formação de meandros foram capturados também o sinal da perturbação gerada por 14 vórtices (Tabela 6.1). A série temporal de amplitudes dos modos M1 e M2 para os dados coletados nos 8 fundeios mostraram que numa escala de tempo de dias tanto M1 quanto M2 mudaram de sinal ao longo do tempo, representando este comportamento a mudança de direção da velocidade da corrente em toda a coluna d'água em consequência do desenvolvimento do meandro e da formação dos vórtices identificados. Observa-se na Figura 5.10 a série temporal de amplitudes dos modos M1 e M2 para dados coletados no fundeio F7.

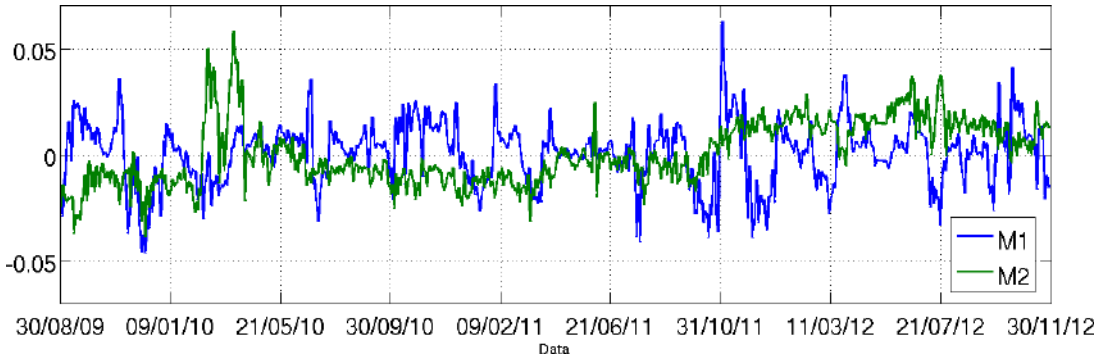

Figura 5.10: Série temporal das amplitudes dois primeiros modos estatísticos M1 (em azul) e M2 (em verde) da EOF da velocidade transversal a linha de costa no fundeio F7.

A variabilidade da componente da velocidade da corrente paralela a linha de costa também foi investigada. Resultados dos dois primeiros modos estatísticos, M1 e M2, obtidos da análise de EOF das séries temporais selecionadas nos fundeios F1, F2, F3, F4, F5, F6, F7 e F8 foram mostrados na Tabela 5.6). Os dois primeiros modos (M1 e M2) explicaram mais de 90% da variância total em todos os pontos analisados

De forma geral, como o observado na componente de velocidade transversal a costa, a estrutura vertical do primeiro modo estatístico da velocidade paralela não mudou ao longo da coluna d'água e sua amplitude decaiu rapidamente com o aumento da profundidade (Figura 5.11), e indica que este modo está possivelmente associado a uma componente barotrópica e tem contribuição de uma componente baroclínica. Exceto para os fundeios F5 e F6, M1 foi maior na estrutura do fluxo

Tabela 5.6: Porcentagem dos dois primeiros modos estatísticos da EOF aplicada aos dados de velocidade paralela a linha de costa.

Fundeio	**M1** [%]	**M2** [%]
F1	83,15	10,94
F2	81,09	12,62
F3	84,47	11,21
F4	79,51	13,12
F5	82,01	12,09
F6	84,59	09,52
F7	82,15	11,88
F8	86,78	09,15

médio (velocidade paralela) do que na perturbação (velocidade transversal).

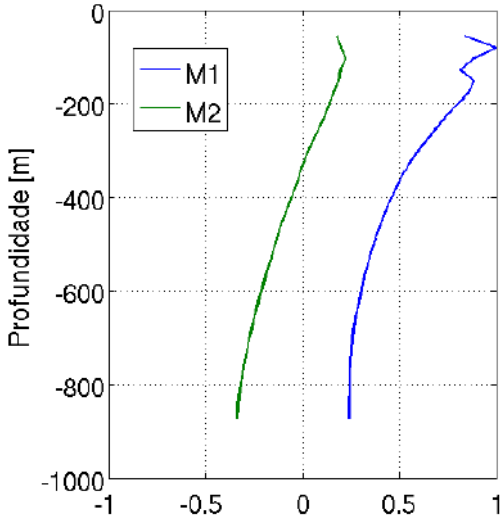

Figura 5.11: Estrutura dos dois primeiros modos estatísticos M1 (em azul) e M2 (em verde) da EOF da velocidade paralela a linha de costa no fundeio F7.

5.3 Energia Cinética (EC)

A variabilidade de mesoescala do sistema CB-CCI também foi analisada em termos de quantidade de energia cinética. O cálculo de energia seguiu a metodologia aplicada por WUNSCH (1997) e reproduzida por ROCHA *et al.* (2014), e consiste numa estimativa da energia cinética média da coluna d'água (ou energia cinética integrada na vertical, ECI) por unidade de massa dada por:

$$
\begin{aligned}
ECI &= \frac{1}{2H}\int_{0}^{-H}[u^2(t,z)+v^2(t,z)]dz \\
&\approx \frac{1}{2H}\int_{0}^{-H}\sum_{i=0}^{I}([\hat{a}_{ui}(t)\phi_i(z)]^2+[\hat{a}_{vi}(t)\phi_i(z)]^2)dz,
\end{aligned}
\tag{5.1}
$$

onde ϕ_i é o i-ésimo modo dinâmico, $[\hat{a}_{ui}, \hat{a}_{vi}]$ suas amplitudes associadas em $[u, v]$ e H é a profundidade máxima da série de corrente. Expandindo o lado direito da equação 5.1 e usando a condição de ortogonalidade, obtemos:

$$
ECI = \frac{1}{2H}\sum_{i=0}^{I}([\hat{a}_{ui}^2(t)+\hat{a}_{vi}^2(t)], \tag{5.2}
$$

A equação 5.2 permite estimar o particionamento da ECI através dos modos dinâmicos. As séries de amplitudes dos modos são estimadas pela projeção dos perfis de velocidade instantânea (discreta) dentro dos modos dinâmicos da mesma forma como os perfis médios de velocidade. A velocidade foi ajustada aos cinco mais importantes modos dinâmicos usando a estimativa de Gauss-Markov. Mais detalhes são encontrados em WUNSCH (1997).

Para o cálculo da ECI e seu particionamento através dos modos dinâmicos foi necessário determinar o perfil vertical médio da frequência de Brünt-Vaisala (N) para a região de formação dos vórtices do Cabo de São Tomé e decompô-lo em modos dinâmicos lineares. Os perfis de salinidade e temperatura médios utilizados para cálculo de N foram obtidos a partir do *Global Argo Data Repository*, no qual, foram extraídos 86 perfis de 2008 a 2013 e entre as longitudes de 41 e 39°W e latitudes 21 e 23°S. O perfil de estratificação N médio e os modos dinâmicos lineares associados são apresentados na Figura 5.12.

A partir da equação 5.2 estimou-se o particionamento da ECI em suas componentes barotrópica ($ECI_{BT} = ECI_0$) e baroclínica ($ECI_{BC} = \sum_{j=1}^{I} ECI_j$). Aplicando à anomalia de velocidade da corrente, obtivemos a energia cinética integrada da pertubação (ECI') e suas componentes barotrópica ($ECI'_{BT} = ECI_0$) e baroclínica ($ECI'_{BC} = \sum_{j=1}^{I} ECI_j$). O cálculo da ECI' é importante para entender, em termos de energia, a variabilidade gerada pela atividade de mesoecala no

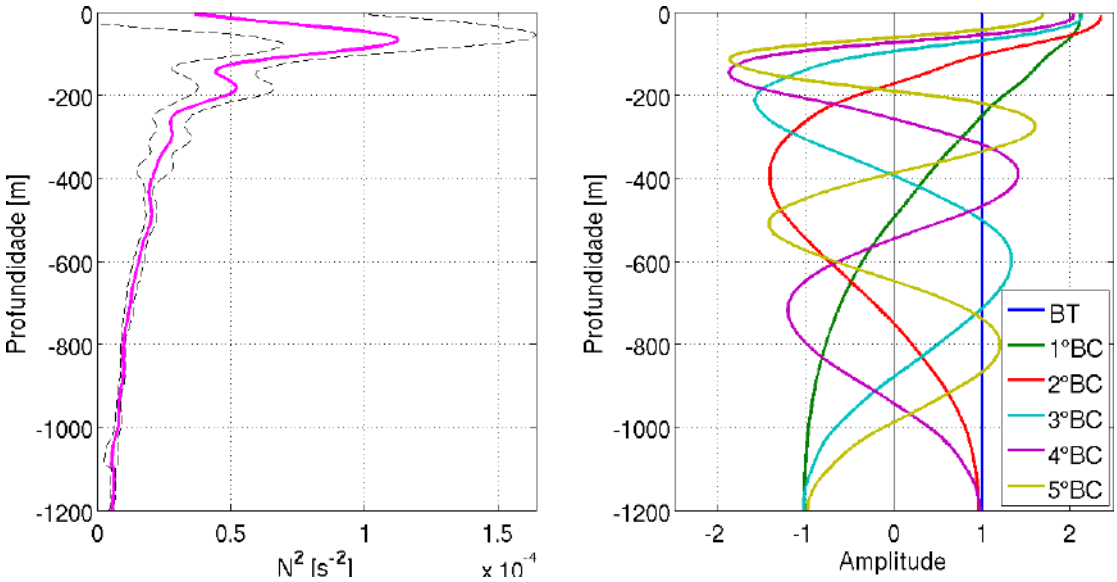

Figura 5.12: Perfil vertical médio da frequência de Brünt-Vaisala (N) e desvio padrão (painel esquerdo) e; modos dinâmicos lineares associados (painel direito).

sistema CB-CCI. Observou-se que a pertubação gerada pela formação de meandros e vórtices manifesta-se principalmente na velocidade transversal a linha de costa, representativa da anomalia de velocidade.

As $\overline{ECI}$ (média da energia cinética integrada) e $\overline{ECI'}$ (média da energia cinética integrada da perturbação) são apresentadas na Tabela 5.7. As porcentagens correspondentes as componentes barotrópica e baroclínica também são apresentadas (Tabela 5.8). Apesar do cálculo ter sido aplicado a todos os fundeios, somente foram apresentados as quantidades energéticas dos fundeios F3, F5, F6, F7 e F8. Os demais fundeios, F1, F2 e F4, apresentaram valores de $\overline{ECI}$ de 0,135, 0,265 e 0,145 m^2/s^2, respectivamente, ou seja, uma ordem de grandeza superior (10^{+1}) àqueles apresentados na Tabela 5.7.

WUNSCH (1997) chama atenção para a sensibilidade do método em relação a uma diversidade de parâmetros físicos tais como: variação de latitude, longitude, processos dinâmicos atuantes, estratificação da coluna d'água, entre outros. Para este estudo, devido a proximidade dos pontos, os parâmetros considerados mais relevantes foram o comprimento da série temporal, a cobertura vertical dos dados e a distância da corrente de contorno oeste. Como a cobertura vertical dos dados dos fundeios F1, F2 e F1 não chegou a 50% da coluna d'água, os valores do nível de $\overline{ECI}$, significativamente superiores às demais análises, foram considerados inconsistentes (dependentes da menor profundidade de dados) e por isso não foram apresentados.

Por outro lado, o fundeio que apresentou características que levariam ao melhor desempenho do método é o fundeio F7. Foram mais de 3 anos de dados coletados ao longo de grande parte da coluna d'água (maior que 70%).

Tabela 5.7: Média temporal das energias cinéticas total (ECI) e da pertubação (ECI') integradas na vertical e a razão ECI'/ECI.

Fundeio	$\overline{ECI}$ $[m^2/s^2]$	$\overline{ECI'}$ $[m^2/s^2]$	$\overline{ECI'}/\overline{ECI}$
F3	0,028	0,014	$\sim$ 0,50
F5	0,028	0,012	$\sim$ 0,43
F6	0,034	0,016	$\sim$ 0,47
F7	0,027	0,011	$\sim$ 0,41
F8	0,037	0,016	$\sim$ 0,43

Tabela 5.8: Média temporal do particionamento, entre as componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC), das energias cinéticas total (ECI) e da pertubação (ECI') integradas na vertical.

	$\overline{ECI}$		$\overline{ECI'}$	
Fundeio	**BT** [%]	**BC** [%]	**BT** [%]	**BC** [%]
F3	65,12	34,88	72,43	27,57
F5	52,49	47,51	55,9	44,1
F6	42,99	57,01	52,45	47,55
F7	52,28	47,72	56,81	43,19
F8	35,95	64,05	39,9	60,1

O sistema CB-CCI mostrou-se mais energético, em níveis de $\overline{ECI}$, nos fundeio F8 (0,037 m^2/s^2) e F6 (0,034 m^2/s^2) e foi menos energético no ponto do fundeio F7 que exibiu a menor média, 0,027 m^2/s^2. Os resultados mostraram que os fundeios de maior energia coincidem com aqueles que exibiram maiores médias da componente de velocidade paralela a costa e, como em ROCHA *et al.* (2014), os resultados sugerem que estão associados a menor distância do núcleo da CB. Comparando a níveis de energia observados por WUNSCH (1997) nas Correntes de Kuroshio e do Golfo, cujo a média chegou a alcançar 3,10 m^2/s^2, o valores observados no sistema CB-CCI, foram considerados baixos. Entretanto, comparando com outras médias globais, a $\overline{ECI}$ observada no sistema CB-CCI foi superior a mínima observada no leste do Pacífico (0,014 m^2/s^2)(WUNSCH, 1997).

Em dois pontos, os resultados do particionamento da $\overline{ECI}$ do sistema CB-CCI mostraram maior contribuição do modo baroclínico em relação ao modo barotrópico: $\sim$ 64% no F8 e $\sim$ 57% no F6. Ao contrário de ROCHA *et al.* (2014), no qual não foi

observado maior contribuição deste último modo (30,54%) para o ponto analisado no Cabo de São Tomé, aqui os resultados mostraram que em 3 fundeios, F3, F5 e F7, a $\overline{ECI}$ do sistema CB-CCI foi mais barotrópica. Nestes fundeios a contribuição modo barotrópico foi de $\sim$ 65%, 52,5% e 52,3%, respectivamente. Comparativamente, nas análises para o Atlântico Norte, WUNSCH (1997) observou que em média a contribuição do modo barotrópico foi de 40% porém, com máxima de 90% na porção sul da Corrente do Golfo. O autor observou ainda um forte movimento barotrópico ao longo de toda costa americana.

Os maiores níveis de $\overline{ECI'}$ do sistema CB-CCI também foram observados nos fundeio F6 e F8, ambos com a mesma quantidade de energia, 0,016 m^2/s^2 (Tabela 5.7). O fundeio F7 exibiu a menor média, 0,011 m^2/s^2. Os fundeios F5 e F8 tiveram respectivamente, 0,012 e 0,014 m^2/s^2. Com exceção do fundeio F8 ($\sim$ 40% barotrópico), todos as análises mostraram que o sistema CB-CCI teve maior contribuição do modo barotrópico na $\overline{ECI'}$. Nestas, a porção de BT variou de $\sim$ 52% (F6) a $\sim$ 72% (F8).

De forma geral, a contribuição barotrópica foi maior na $\overline{ECI'}$ do que na $\overline{ECI}$. Comparando aos resultados da análise de EOF aplicada a componente de velocidade transversal a costa, que concluímos ser representativa da perturbação da corrente gerada por meandros e vórtices, associou-se a maior barotropicidade de $\overline{ECI'}$ a forte interação de feições de mesoescala com o sistema CB-CCI. Em termos de porcentagens, a menor diferença entre o modo barotrópico e o baroclínico, observada no particionamento apresentado na Tabela 5.8, mostrou novamente que o primeiro modo da EOF (M1) contém o modo baroclínico.

Para cada ponto também foi calculada a razão $\overline{ECI'}/\overline{ECI}$. Os reultados obtidos de $\overline{ECI'}/\overline{ECI}$ (entre 0,41 e 0,50) foram próximos aos observados por ROCHA *et al.* (2014). Os resultados mostraram uma importância relativa de $\overline{ECI'}$ em $\overline{ECI}$ e corroboram resultados deste estudo sobre a importância da atividade de mesoecala na variabilidade do sistema CB-CCI.

As Figuras 5.13, 5.15, 5.17, 5.19 e 5.21 mostram as séries temporais de ECI e; as figuras 5.14, 5.16, 5.18, 5.20 e 5.22 mostram as séries temporais de ECI' dos fundeios, F7, F5, F6, F8 e F3, respectivamente. As figuras mostram também o particionamento da energia entre os modos BT e BC, a cada dia e normalizado.

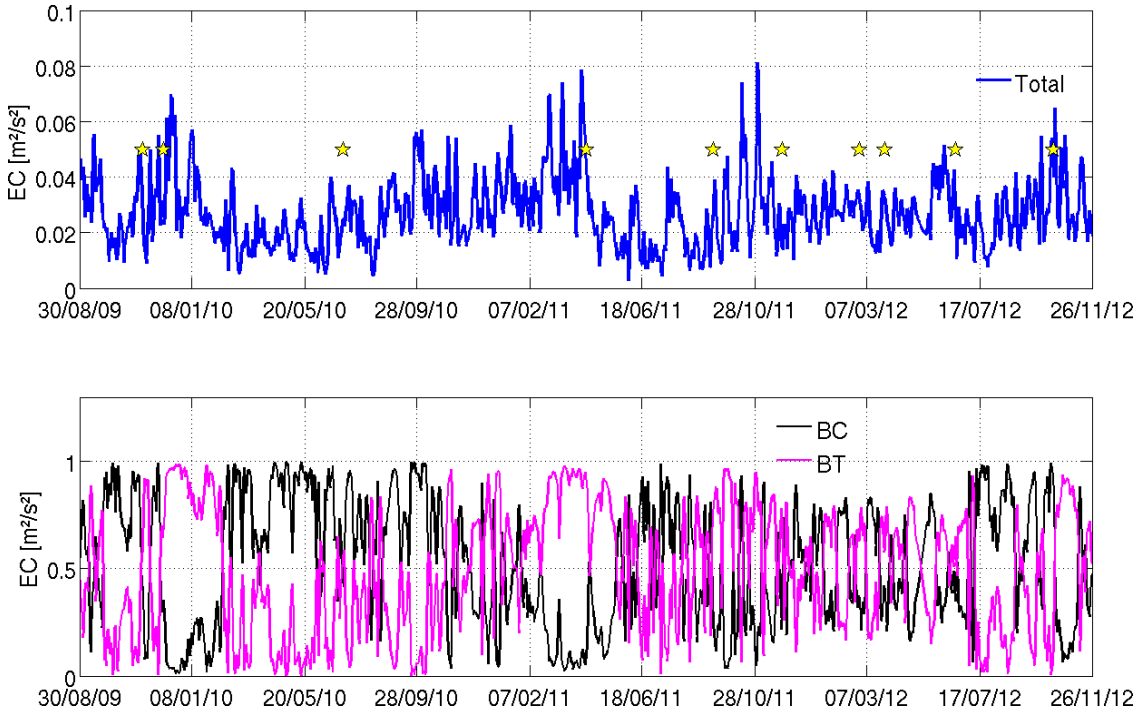

Figura 5.13: Fundeio F7. Painel superior: energia cinética integrada na vertical (ECI). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) da ECI. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1.

As maiores séries temporais analisadas correspondem ao fundeio F7. Durante os 3 anos e 4 meses de dados coletados foi observada a orcorrência de 10 vórtices (estrelas amarelas, Figuras 5.13 e 5.14 e Tabela 6.1). Destes, três destacaram-se da corrente, e sete permaneceram na região de formação até serem reabsorvidos. Somando-se o tempo de permanência de cada vórtice na região de formação, eles influenciaram a circulação oceânica (por conseguinte a energia) ao largo do Cabo de São Tomé por pelo menos 212 dias. Somente o vórtice 24, contribui com 37 dias deste total. Outros três vórtices, antes de serem emitidos, permaneceram na região de formação, na média, por 30 dias cada um, como será mostrado no Capítulo seguinte. A análise conjunta das séries temporais com o diagrama Hovmöller da frente térmica da CB (Figura 4.2) permitiu ainda identificar eventos de forte meandramento da CB durante o período de análise.

Considerando os eventos citados acima e a Figura 5.23 (comparaçao entre ECI, ECI' e a frente térmica), foi possível correlacionar picos no nível de energia aos períodos de formação de vórtices da CB e até mesmo a grandes meandros que

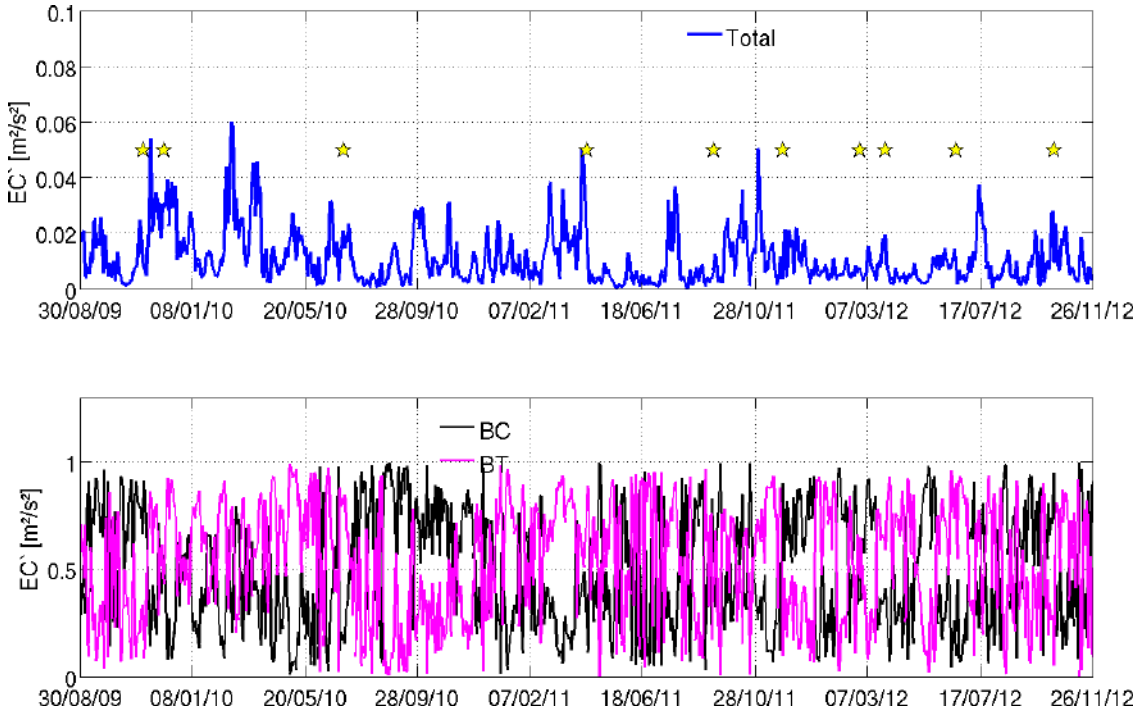

Figura 5.14: Fundeio F7. Painel superior: energia cinética da perturbação integrada na vertical (ECI'). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) da ECI'. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1.

não se converteram em vórtices. Os picos foram observados tanto na ECI (Figura 5.13) quanto em ECI' (Figura 5.14) porém, foi neste último que a correlação é mais evidente. Na grande maioria destes casos, os picos são acompanhados por um aumento na barotropicidade da EC. Mesmo comportamento é observado nos demais fundeios (Figuras 5.14, 5.16, 5.18, 5.22 e 5.20).

O fundeio F7 apresentou a segunda $\overline{ECI'}$ mais barotrópica, ficando atrás apenas do F3. A quantidade de $\overline{ECI'}$ exibida pelo sistema CB-CCI nesse ponto, foi associada a intensa atividade de mesoescala desenvolvida pela CB durante o período de coleta de dados no fundeio F7, no qual foi capturado por mais vezes, em relação aos outros pontos de amostragem, o sinal de vórtices do Cabo de São Tomé. As quantidades energéticas do sistema nos fundeios F7 e F5 foram similares. Apesar das séries temporais do fundeio F3 terem amostrado apenas dois vórtices, neste ponto, o sistema CB-CCI apresentou a maior barotropicidade da energia ($\overline{ECI}$ e $\overline{ECI'}$). Esse fato foi associado a formação dos vórtices 36 (junho de 2012) e 30 (outubro e novembro de 2012) que resultaram em dois elevados picos de energia fortemente

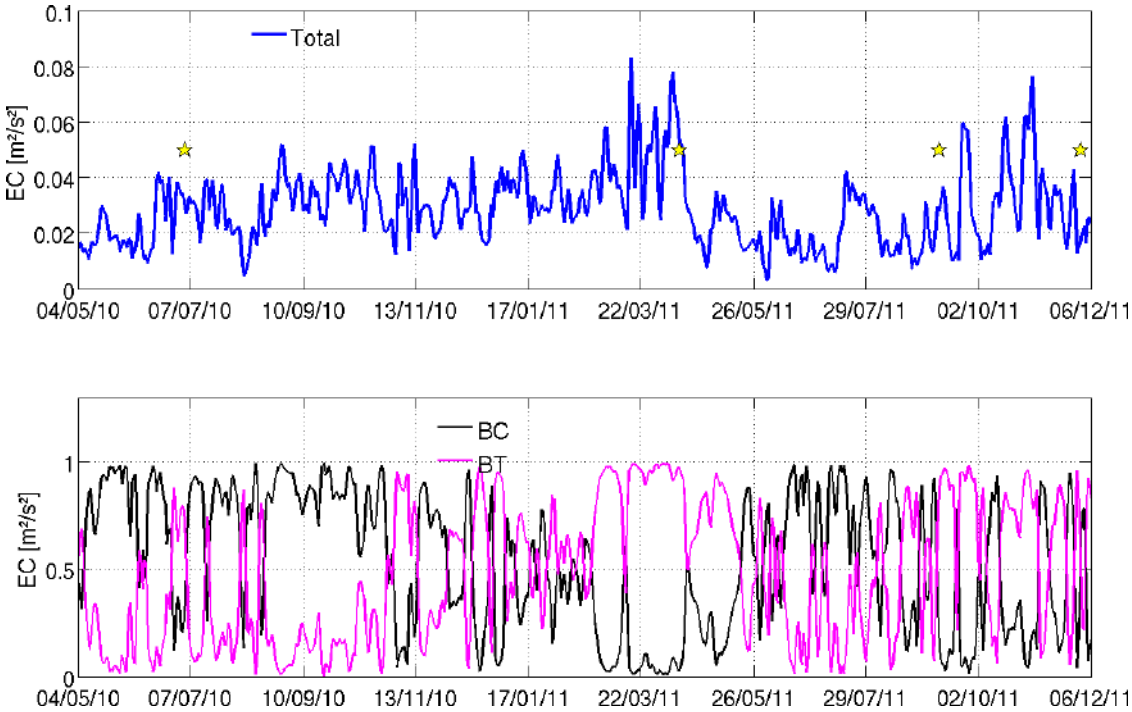

Figura 5.15: Fundeio F5. Painel superior: energia cinética integrada na vertical (ECI). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) da ECI. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1.

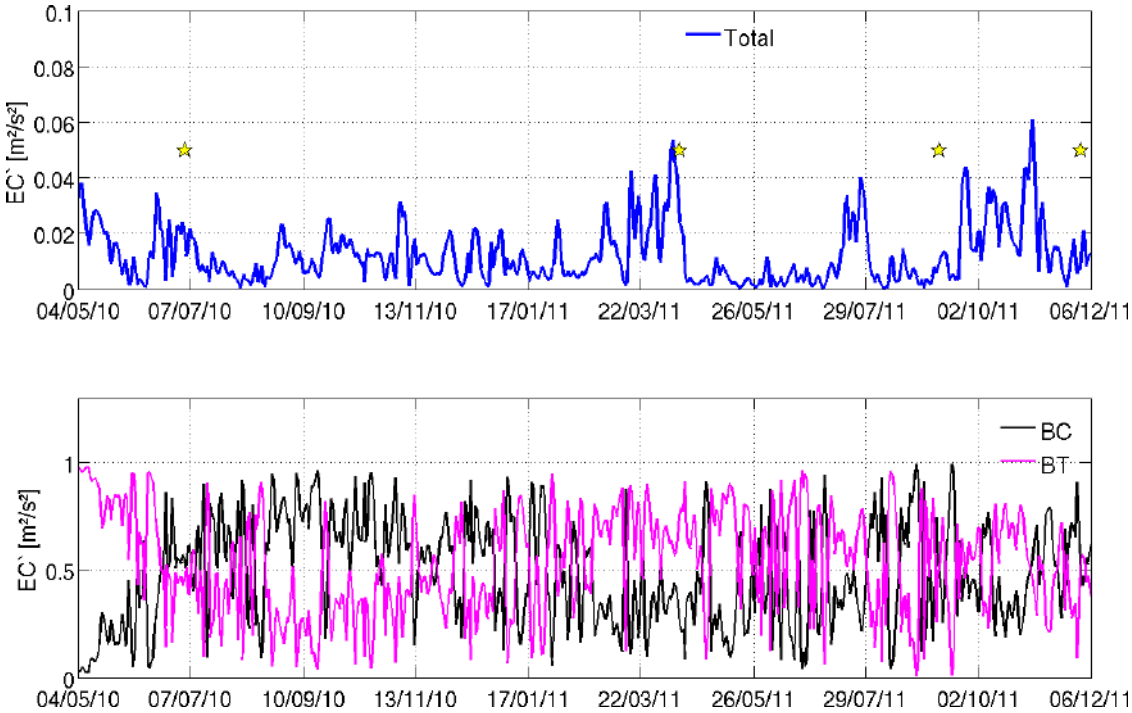

Figura 5.16: Fundeio F5. Painel superior: energia cinética da perturbação integrada na vertical (ECI'). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) da ECI'. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1.

barotrópicos, um na ECI e outro na ECI', respectivamente (Figuras 5.21 e 5.22). Somado a isso tem a dependência do método ao tempo de amostragem.

A maior baroclinicidade foi observada no ponto do fundeio F8 (Figura 5.19 e 5.20) sendo atribuída a dois grandes picos de energia (janeiro a abril de 2009 e março a abril de 2010) fortemente baroclínicos, que superaram em média a contribuição da porção barotrópica da energia. Analisando o diagrama Hovmöller, foi possível correlacionar estes picos a dois grandes eventos de deslocamento da frente térmica da CB. Contudo, como este deslocamentos não corresponderam a períodos de formação de vórtices, tratam-se de intensos meandros da CB que não chegaram a formar vórtices. Restrito a porção superior da coluna d'água, estes intensificariam o cisalhamento vertical de velocidade, resultando em um aumento da baroclinicidade do sistema. Por outro lado, a segunda maior baroclinicidade foi observada no fundeio F6 que, durante período de análise não foi identificada a influência no fluxo do sistema CB-CCI de nenhum vórtice (Figura 5.18).

Portanto, os resultados mostraram que a intensa atividade de mesoescala gerada pela CB ao largo do Cabo de São Tomé exerce uma variabilidade significativa no sistema CB-CCI também em termos energéticos. A energia cinética aumenta em consequência da formação de meandros e vórtices. Além disso, a distribuição da energia entre os modos barotrópico e baroclínico também é alterada. O sistema CB-CCI tende a tornar-se mais barotrópico conforme ocorre a formação dos vórtices.

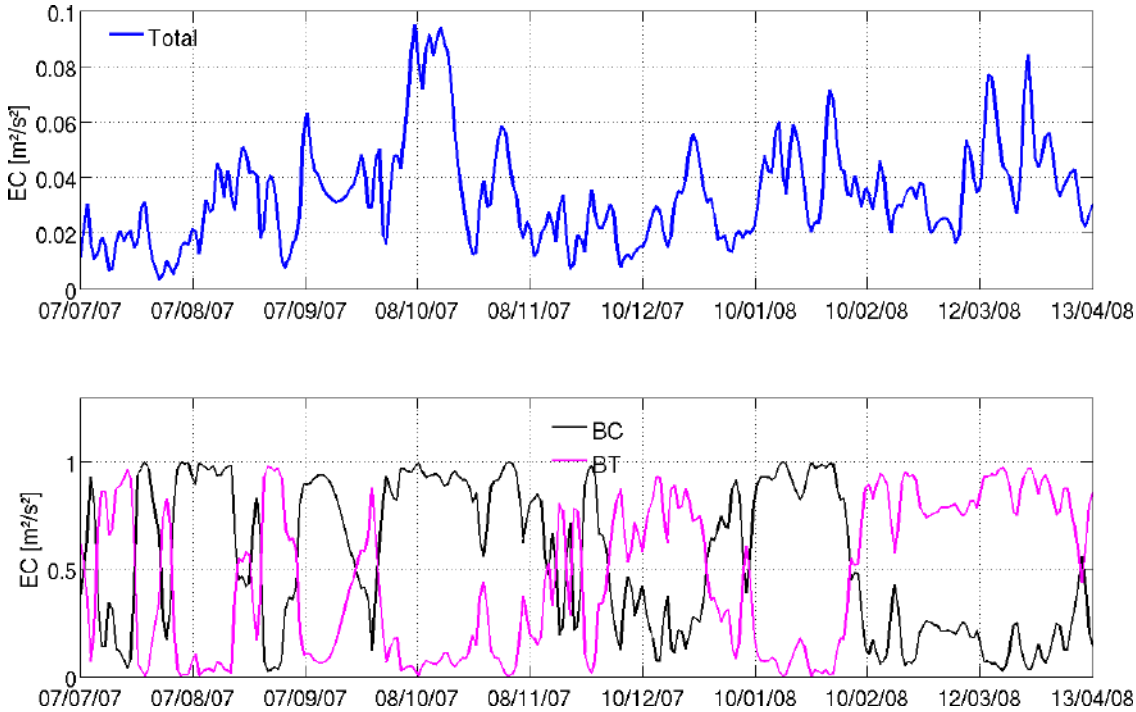

Figura 5.17: Fundeio F6. Painel superior: Média da Energia Cinética Total (EC). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) da EC. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1.

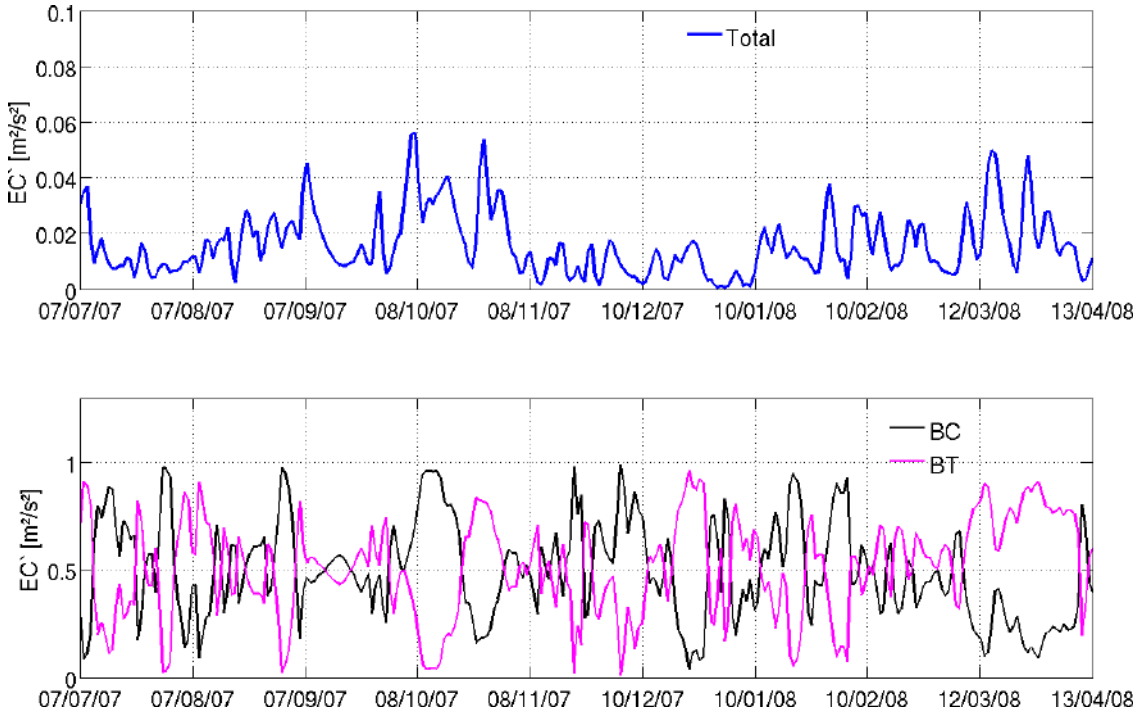

Figura 5.18: Fundeio F6. Painel superior: Energia Cinética da Perturbação Média (EC'). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) da EC'. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1.

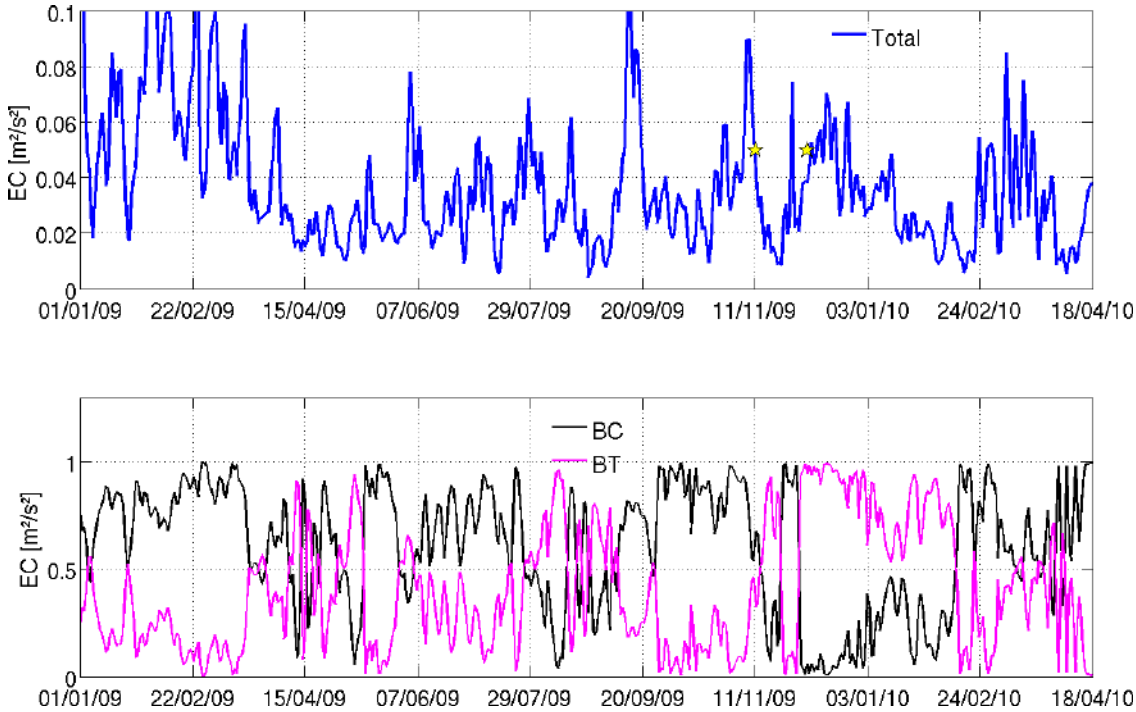

Figura 5.19: Fundeio F8. Painel superior: Média da Energia Cinética Total (EC). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) da EC. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1.

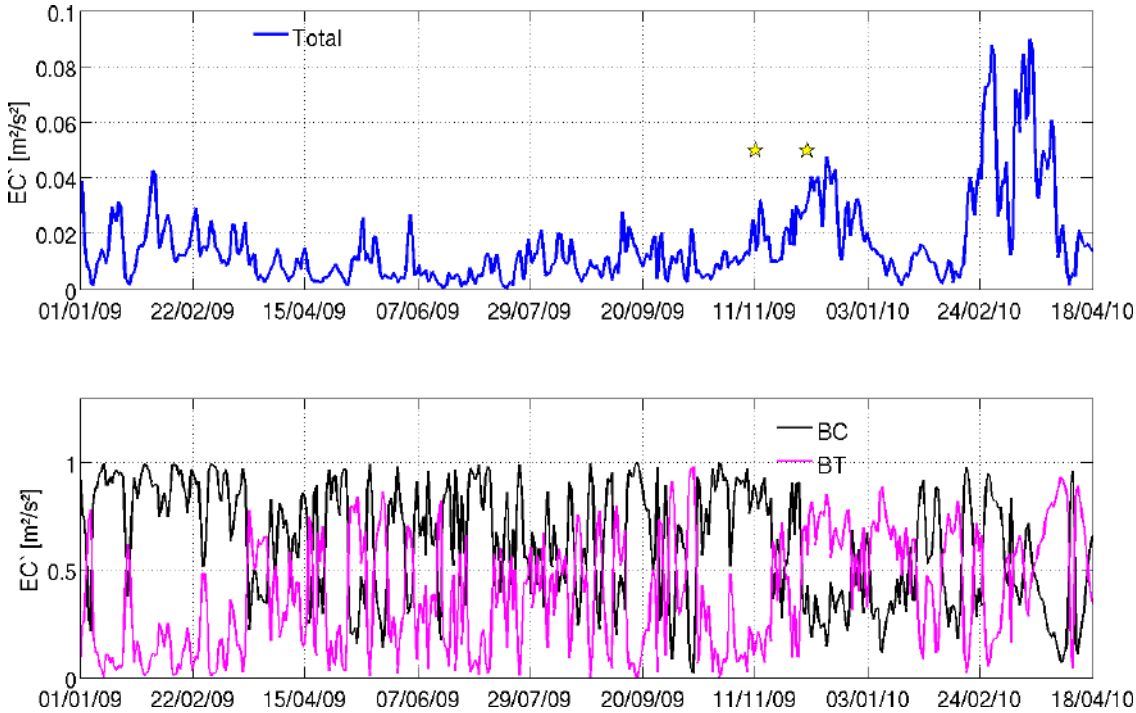

Figura 5.20: Fundeio F8. Painel superior: Energia Cinética da Perturbação Média (EC'). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) da EC'. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1.

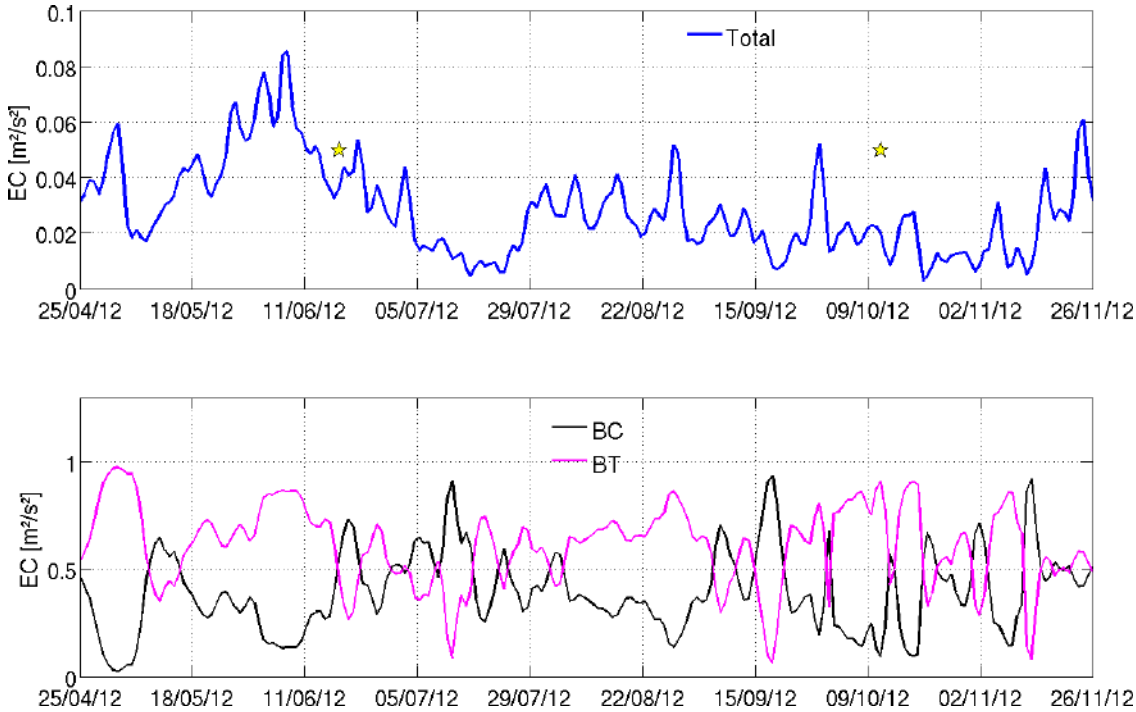

Figura 5.21: Fundeio F3. Painel superior: Média da Energia Cinética Total (EC). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) da EC. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1.

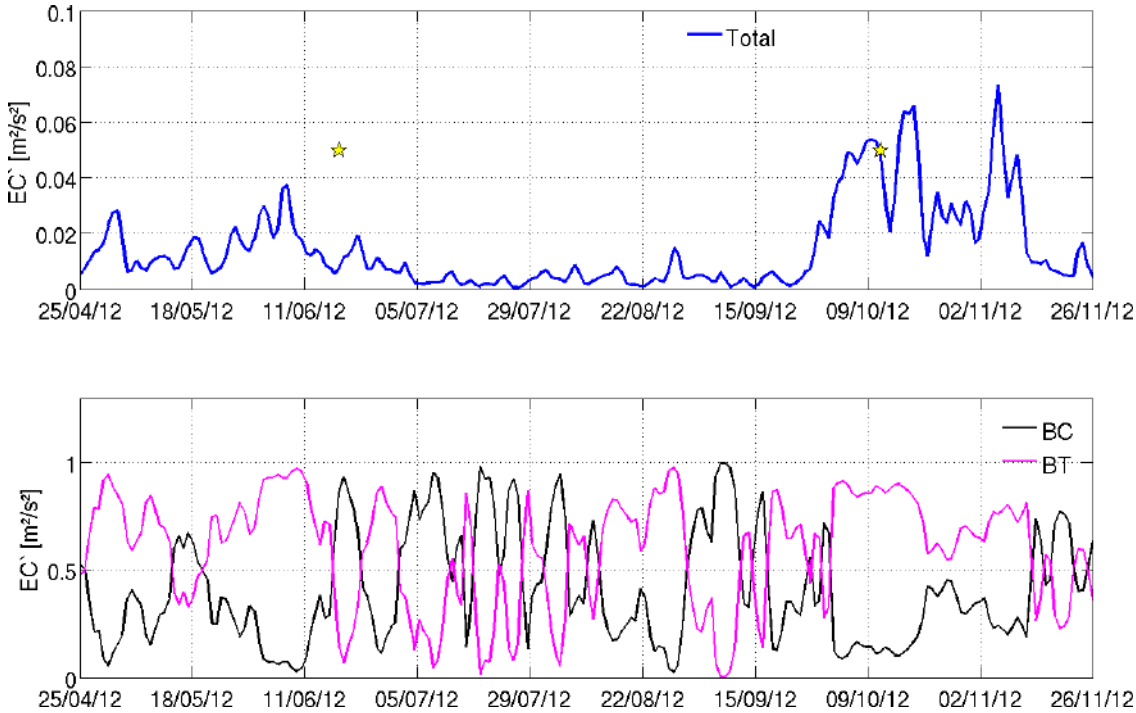

Figura 5.22: Fundeio F3. Painel superior: Energia Cinética da Perturbação Média (EC'). Painel inferior: porções normalizadas das componentes barotrópica (BT) e baroclínica (BC) da EC'. As estrelas amarelas indicam o primeiro dia de rastreamento de um vórtice identificado na tabela 6.1.

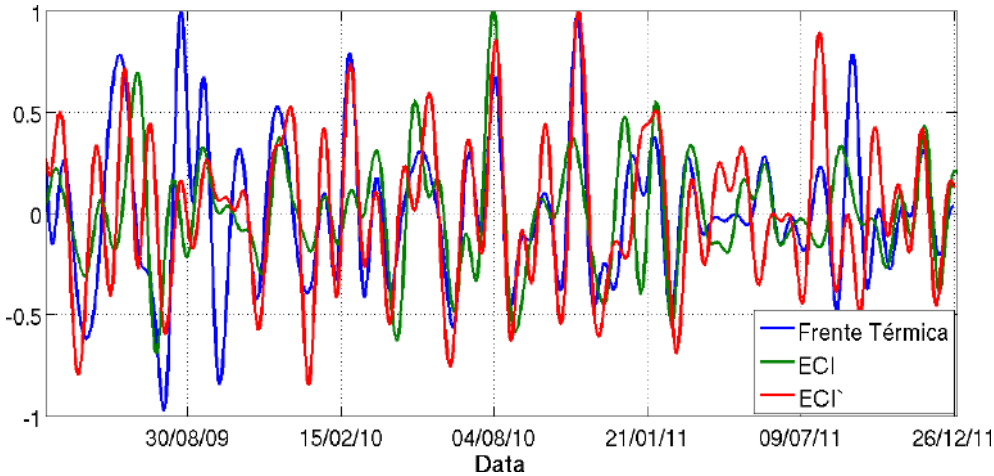

Figura 5.23: Comparação entre as séries normalizadas de posição da frente térmica da CB (azul), e ECI (verde) e ECI' (vermelho) calculadas para fundeio F7.

5.3.1 Vorticidade

Os perfis de velocidade também foram usados para investigar se nos pontos de coleta dos dados analisados o sistema CB-CCI apresentou as três condições necessárias, mas não suficientes, para instabilidade baroclínica: mudança de sinal de Q_x entre a superfície e o fundo, se em alguma profundidade Q_x teve o mesmo sinal que $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$ na superfície e, se em alguma profundidade, Q_x teve sinal oposto a $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}(1 - h^{\star}{}_x)$ no fundo (a instabilidade baroclínica foi decrita em detalhes no Apêncide A).

As Figuras 5.24 e 5.25 apresentam, respectivamente, o cisalhamento vertical de velocidade paralela ($\partial \bar{v}/\partial z$) e o gradiente de vorticidade potencial (Q_x) calculados para os fundeios ao sul e a norte do Cabo de São Tomé. Os perfis de $\partial \bar{v}/\partial z$ e Q_x foram calculados a partir dos perfis de velocidade obtidos pelo somatório do primeiro e segundo modos baroclínicos, resultantes do ajuste modal dos dados de velocidade coletados em cada fundeio da tabela 5.1. Os demais modos baroclínicos foram desconsiderados por representarem um parcela muito pequena da velocidade baroclínica total.

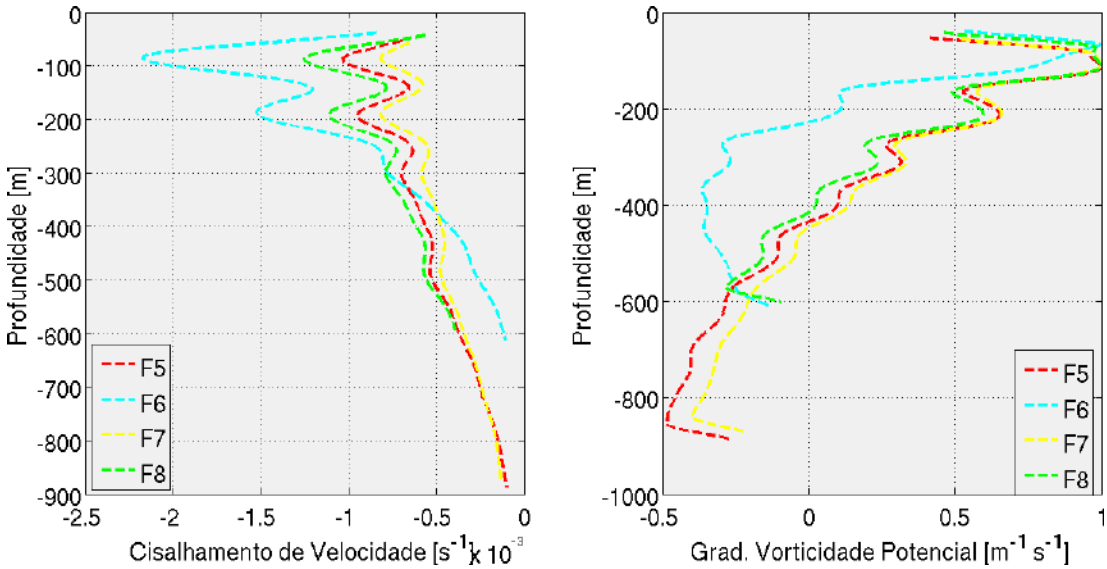

Figura 5.24: Cisalhamento vertical de velocidade paralela ($\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$) a costa e gradiente de vorticidade Q_x calculados para os fundeios localizados a sul do Cabo de São Tomé.

Todos os fundeios apresentaram perfis com condições necessárias, mas não suficiente, para instabilidade baroclínica. Desta forma todos os pontos do sistema CB-CCI analisados são potencialmente baroclinicamente instáveis. Em cada ponto entretanto, o perfil Q_x foi diferente em magnitude e na profundidade de mudança de

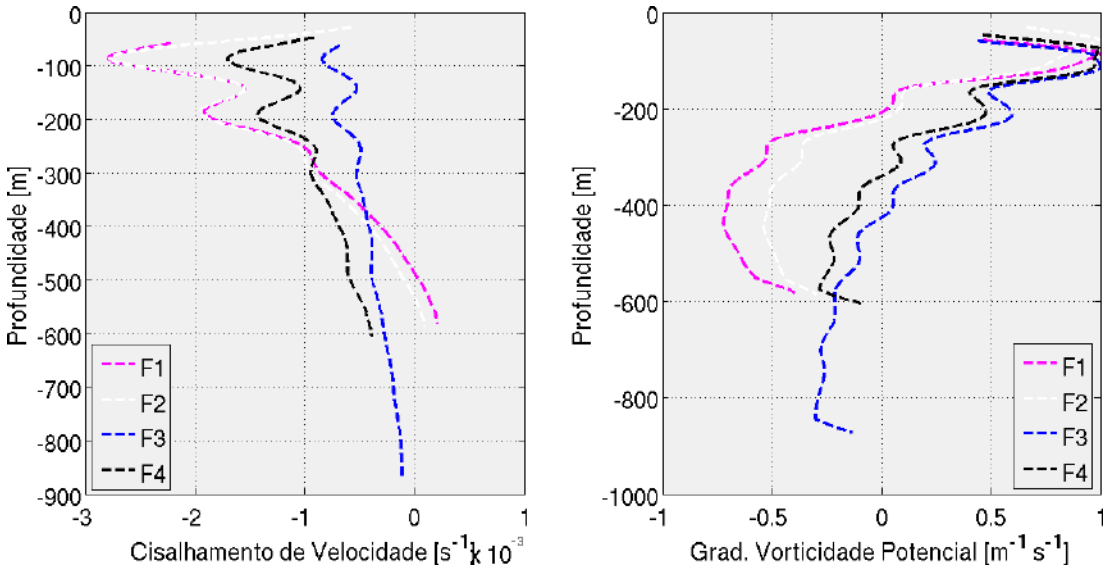

Figura 5.25: Cisalhamento vertical de velocidade paralela a costa ($\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$) e gradiente de vorticidade Q_x calculados para os fundeios localizados a norte do Cabo de São Tomé.

sinal (onde corta o zero). Para os perfis a sul do Cabo de São Tomé a profundidade de mudança de sinal de Q_x ocorreu em aproximadamente 430 (F5), 230 (F6), 415 (F8) e 450 m (F7), enquanto que nos fundeios ao norte, as mudança ocorreram em 220 (F2), 400 (F8), 340 (F4) e 210 m (FPSO-Br), respectivamente. As diferenças observadas para cada fundeio refletem os diferentes perfis de $\partial\bar{v}/\partial z$. Para o Cabo de São Tomé, ROCHA *et al.* (2014) encontrou a mudança de sinal de Qx a 321 m de profundidade.

Os resultados confirmam a informação já levantada na literatura (ROCHA *et al.*, 2014; SILVEIRA *et al.*, 2008) sobre a capacidade de instabilização do sistema CB-CCI na região do Cabo de São Tomé.

Capítulo 6

Os vórtices do Cabo de São Tomé

Entre os anos de 2005 e 2013 (9 anos de análise) foi identificada visualmente, nas imagens diárias de TSM, a formação de aproximadamente 41 feições de mesoescala. Estas exibiram assinatura térmica semelhante as estruturas vorticais ciclônicas geradas ao largo do Cabo de São Tomé (circulação fechada com núcleo frio), podendo ser grandes meandros ou vórtices.

A base de dados de TSM escolhida para o estudo abrangeu todo o período de 01/01/05 a 31/12/13, por ser de alta resolução espacial e combinar dados de diferentes satélites, permitiu uma observação das estruturas de mesoescala de forma satisfatória e realista. Assim, a classificação das feições de mesoescala como vórtices foi baseada na análise dos mapas de AASM e imagens de TSM e, em alguns casos, com auxílio também de imagens de clorofila-a. Contudo, o procedimento para a classificação das feições baseou-se no atendimento de quatro condições:

- ter sido observado nos campos de TSM (ou clorofila-a) e AASM;
- ter apresentado assinatura de AASM superior a precisão do satélite sendo o erro do satélite de até ± 3 cm. Considerando isolinhas de -1 cm, foi adotado como critério de definição de vórtice a existência de pelo menos 3 isolinhas fechadas de anomalia com base nos mapas de AASM;
- ter apresentado contornos fechados do parâmetro Okubo-Weiss $\mathbf{W} < -\mathbf{0},\mathbf{2}\sigma_{\mathbf{w}}$, onde $\sigma_{\mathbf{w}}$ é o desvio padrão de $\mathbf{W}$ (HENSON e THOMAS, 2008; OKUBO, 1970; WEISS, 1991);

- ter apresentado parâmetro Chelton ou parêmetro advectivo não linear $\mathbf{U/C > 1}$ (CHELTON *et al.*, 2011).

Com base nos mapas de AASM realizou-se o rastreamento das feições classificadas como vórtices do Cabo de São Tomé. O rastreamento ocorreu enquanto fosse possível observar contornos fechados de AASM que mostrassem anomalia negativa superior a precisão do satélite (segundo item das condições citadas a cima). O primeiro dia e o último dia de rastreamento definiram o período de existência de cada vórtice, ou tempo de vida. O rastreamento foi apoiado com o uso do parâmetro Okubo-Weiss (OKUBO, 1970; WEISS, 1991), um critério objetivo, que leva em conta a importância relativa entre a vorticidade relativa do fluxo e os tensores de tensão, de acordo com a equação:

$$W = s_n^2 + s_s^2 - \omega^2 \tag{6.1}$$

em que ω é a vorticidade relativa, e s_n e s_s são as componentes de tensões normal e cisalhante, respectivamente, dadas por:

$$\omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \tag{6.2}$$

$$s_n = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}, \tag{6.3}$$

$$s_s = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \tag{6.4}$$

O parâmetro Okubo-Weiss tem sido usado em diversos estudos para rastrear estruturas de mesoescala nos oceanos (CHAIGNEAU *et al.*, 2008; CHELTON *et al.*, 2011; SOUZA *et al.*, 2011). O valor de $W = -2\text{x}10^{-12}$ (ARRUDA *et al.*, 2013; CHELTON *et al.*, 2007) foi considerado como limite para contornos fechados do parâmetro de Okubo-Weiss.

A trajetória dos vórtices foi definida pela localização do centro do vórtice em cada imagem. O centro do vórtice foi determinado inicialmente por uma inspeção visual do campo de AASM e dos contornos de Okubo-Weiss, seguido pelo ajuste de

uma função gaussiana bidimensional para cada campo de AASM:

$$h(x,y) = A \exp\left(-\left(\frac{(x-x_0)^2}{2L_x^2} + \frac{(y-y_0)^2}{2L_y^2}\right)\right) \tag{6.5}$$

onde A é a amplitude do vórtice, $(x - x_0)$ e $(y - y_0)$ são as distâncias zonal e meridional de (x, y) do centro do vórtice (x_0, y_0), L_x e L_y são as escalas zonal e meridional, respectivamente.

A não linearidade das feições de mesoescala observadas pode ser avaliada comparando as velocidades geostrófica tangencial máxima no interior do vórtice (U) e de translação (C) (CHELTON *et al.*, 2011), o que permite diferenciar a assinatura nos mapas de AASM de vórtices coerentes de ondas de Rossby lineares. Um valor de $U/C > 1$ implica que existe fluido aprisionado no interior do vórtice e que este pode transportar calor, sal e vorticidade potencial, bem como propriedades biogeoquímicos, tais como nutrientes e fitoplâncton.

6.1 Caracterização em superfície

Das 41 feições observadas em TSM, 22 atenderam às quatro condições impostas e portanto foram classificadas como vórtices do Cabo de São Tomé (Tabela 6.1). Este número correspondeu a uma taxa de formação aproximada de 2,5 vórtices por ano. Dos 22, 6 se desprenderam da corrente comportando-se como anéis. Os 16 restantes não chegaram a ser emitidos, comportando-se como vórtices frontais sendo posteriormente reabsorvidos. Os 6 vórtices que se destacaram da CB, transladaram para fora da região de formação. Destes, 4 migraram em direção ao norte até o Embaiamento de Tubarão e 2 em direção ao sul transladando até aproximadamente 24,5°S. Esses resultados foram apresentados em MILL *et al.* (2015).

O deslocamento dos 22 vórtices é apresentado na Figura 6.1, sendo o inicio e fim de cada trajetória indicados pelos pontos pretos e brancos respectivamente. Nas Tabelas 6.1, 6.2 e 6.3 são resumidas as principais características dos vórtices identificados no período 2005 a 2013. Na Tabela 6.1 são listadas as datas inicial e final de rastreamento de cada feição, o período total em que foi observada e o sentido de migração. Já as Tabelas 6.2 e 6.3 apresentam parâmetros característicos como diâmetro (diâmetro zonal), parâmetro de Chelton (U/C), distância máxima

percorrida por cada vórtice e velocidade de translação (C).

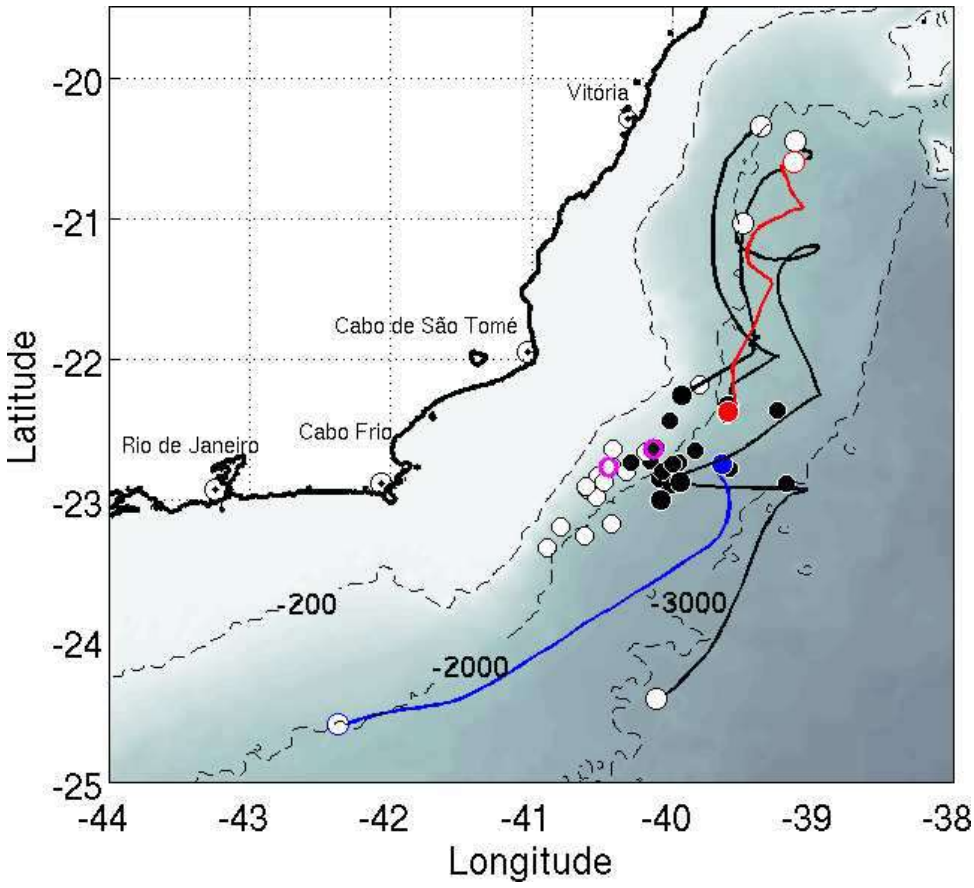

Figura 6.1: Localização inicial (pontos pretos) e final (pontos brancos) dos 22 vórtices identificados formados ao largo do Cabo de São Tomé. As linhas pretas, vermelha (vórtice 15) e azul (vórtice 21) mostram a trajetória de 6 vórtices que se destacaram da corrente e migraram.

Em média o deslocamento dos vórtices emitidos foi de 470 ± 32 km a partir de seu destacamento da CB. Já os vórtices frontais apresentaram deslocamento médio de 102 ± 75 km, (Tabela 6.3) e velocidades de translação menores (4,5 ± 1,6 km/dia) quando comparados com os vórtices emitidos (5,7 ± 0,5 km/dia). São uma exceção os vórtices 16 e 36 cujas velocidades de translação estiveram acima da média dos vórtices emitidos, ambos ∼ 8,2 km/dia.

Quanto ao tempo de vida observou-se uma diferença entre os vórtices emitidos e os não emitidos sendo os primeiros ∼ 4 vezes mais duradouros. Em média os vórtices emitidos foram observados por um período de 11 a 12 semanas (tempo médio de 82 ± 4 dias) nos campos de AASM. Os vórtices frontais foram observados por 1 a 8 semanas (tempo médio de 22 ± 15 dias).

Os parâmetros apresentados nas Tabelas 6.2 e 6.3 foram calculados a partir de

seções zonais de AASM e velocidade geostrófica que passavam pelo centro do vórtice para cada instante de tempo.

Tabela 6.1: Vórtices do Cabo de São Tomé identificados no período de 2005 a 2013

Vórtice	**Data Inicial**	**Data Final**	**Migração**	**Dias de Observação**
1	01/01/05	19/03/05	Para Norte	78
2	22/06/05	11/09/05	Para Norte	82
3	18/12/05	31/12/05	Não	14
4	29/01/06	26/03/06	Não	57
5	13/05/06	09/07/06	Não	58
6	25/10/06	14/11/06	Não	21
7	08/12/06	24/12/06	Não	17
8	08/01/07	19/01/07	Não	12
9	17/06/07	12/07/07	Não	26
10	25/07/08	10/08/08	Não	17
11	08/11/08	17/11/08	Não	10
12	12/11/09	01/12/09	Não	20
13	06/12/09	03/03/10	Para Sul	88
14	04/07/10	01/07/11	Não	13
15	14/04/11	01/07/11	Para norte	79
16	10/09/11	16/10/11	Não	37
17	30/11/11	13/12/11	Não	14
18	28/02/12	05/03/12	Não	7
19	29/03/12	05/04/12	Não	8
20	19/06/12	13/07/12	Não	25
21	12/10/12	31/12/12	Para Sul	81
22	27/04/13	23/07/13	Para Norte	88

Tabela 6.2: Parâmetros médios e desvios padrões dos vórtices do Cabo de São Tomé identificados no período de 2005 a 2013 que migraram para norte ou para sul.

Vórtice	Diâmetro Zonal (Km)	U/C* (Chelton)	Desloc. (Km)	Veloc. C*
1	90,8 (±16,12)	4,45 (±1,29)	496,0	6,35 (±5,97)
2	95,2 (±12,27)	4,69 (±3,81)	441,9	5,38 (±4,00)
13	117,1 (±22,95)	10,55 (±9,47)	479,2	5,44 (±5,97)
15	117,8 (±23,03)	6,64 (±6,15)	428,6	5,42 (±3,10)
21	105,3 (±19,44)	4,64 (±3,99)	512,5	6,32 (±5,11)
22	101,0 (±12,30)	5,43 (±4,93)	462,3	5,25 (±7,78)

*U = máxima velocidade de rotação (m/s) e C = velocidade de translação (Km/Dia). Se U/C (Parâmetro de Chelton) for maior que 1, o vórtice aprisiona e transporta fluido.

Tabela 6.3: Parâmetros médios e desvios padrões dos vórtices do Cabo de São Tomé identificados no período de 2005 a 2013 que não migraram.

Vórtice	Diâmetro zonal (Km)	U/C* (Chelton)	Desloc. (Km)	Veloc. C*
3	84,2 (±8,89)	6,0 (±3,31)	43,3	3,09 (±2,83)
4	104,0 (±12,33)9	7,39 (±5,55)	212,4	3,73 (±2,78)
5	86,0 (±7,17)	5,12 (±4,63)	258,7	4,46 (±2,65)
6	90,8 (±15,52)	5,88 (±4,43)	81,7	3,89 (±2,78)
7	74,6 (±2,33)	5,34 (±4,63)	72,9	4,29 (±2,67)
8	85,5 (±4,93)	10,79 (±8,32)	26,3	2,19 (±1,78)
9	86,1 (±4,29)	5,60 (±3,95)	89,7	3,45 (±2,17)
10	81,5 (±1,77)	8,79 (±6,03)	66,1	3,89 (±2,49)
11	89,2 (±7,77)	3,91 (±3,49)	43,9	4,39 (±2,86)
12	83,4 (±1,35)	7,32 (±10,09)	164,5	8,23 (±5,67)
14	74,2 (±1,77)	4,61 (±2,79)	65,8	5,06 (±3,13)
16	88,4 (±5,55)	4,74 (±2,67)	173,9	4,70 (±2,35)
17	105,9 (±7,73)	6,0 (±3,79)	60,1	4,30 (±2,39)
18	98,1 (±6,72)	4,25 (±1,83)	28,9	3,61 (±2,01)
19	93,9 (±2,46)	3,46 (±1,72)	34,9	4,31 (±1,84)
20	96,6(±15,33)	3,57 (±3,25)	204,70	8,19 (±6,10)

*U = máxima velocidade de rotação e C = velocidade de translação (Km/Dia). Se U/C (Parâmetro de Chelton) for maior que 1, o vórtice aprisiona e transporta fluido.

O critério usado para definir o diâmetro do vórtice foi a distância, dentro da seção zonal, entre os pontos de máxima velocidade tangencial. O diâmetro médio dos vórtices emitidos foi de $\sim 104 \pm 11$ km enquanto que dos vórtices frontais foi de $\sim 89 \pm 9$ km. Esses valores equivalem a metade do diâmetro observado em grandes vórtices como os das Agulhas e os da Confluência Brasil-Malvinas (GARZOLI *et al.*, 1999; GUERRA, 2012; OLSON e EVANS, 1986; VAN AKEN *et al.*, 2003).

De acordo com o parâmetro de CHELTON *et al.* (2011), os vórtices gerados ao Largo do Cabo de São Tomé são altamente não lineares. Em média o parâmetro $U/C > 5$ tanto nos vórtices emitidos ($\overline{U/C} = 6,0$) quanto nos vórtices frontais ($\overline{U/C} = 5,8$). A maior não linearidade foi observada nos vórtices frontais nos quais 69% apresentou $U/C > 5$. Para vórtices emitidos foi 50%. Os valores são equiparados a vórtices extratropicais.

A análises das seções de AASM indicaram que os vórtices observados são particularmente intensos quando comparados a médias globais apresentadas por CHELTON *et al.* (2011). Alturas máximas de AASM no centro do vórtice chegaram a alcançar -38 cm para vórtices emitidos (Figura 6.2) e -26 cm para os vórtices frontais (Figura 6.3). As máximas intensidades encontradas na região de máxima

velocidade tangencial do vórtice foram 0,7 m/s e 0,6 m/s para vórtices emitidos e frontais respectivamente.

As estruturas médias de AASM e velocidade geostrófica obtida no eixo zonal de cada vórtice são apresentadas nas Figuras 6.2 (emitidos) e 6.3 (frontais). As Figuras mostram também as amplitudes e velocidades mínimas e máximas de cada grupo. Vórtices emitidos não parecem se distinguir dos frontais por suas características de AASM e velocidades geostróficas associadas.

Em média os vórtices emitidos são mais duradouros e apresentam maior diâmetro e velocidade de translação. A maior amplitude e velocidade geostrófica tangencial máxima foi observada nos vórtices emitidos. Entretanto, considerando a grande variação dos parâmetros analisados dentro de cada grupo, observamos que não existe, em termos de características estruturais em superfície, diferenças significativas entre vórtices emitidos e frontais que explique o desprendimento ou não de um vórtice gerado pela CB em Cabo de São Tomé.

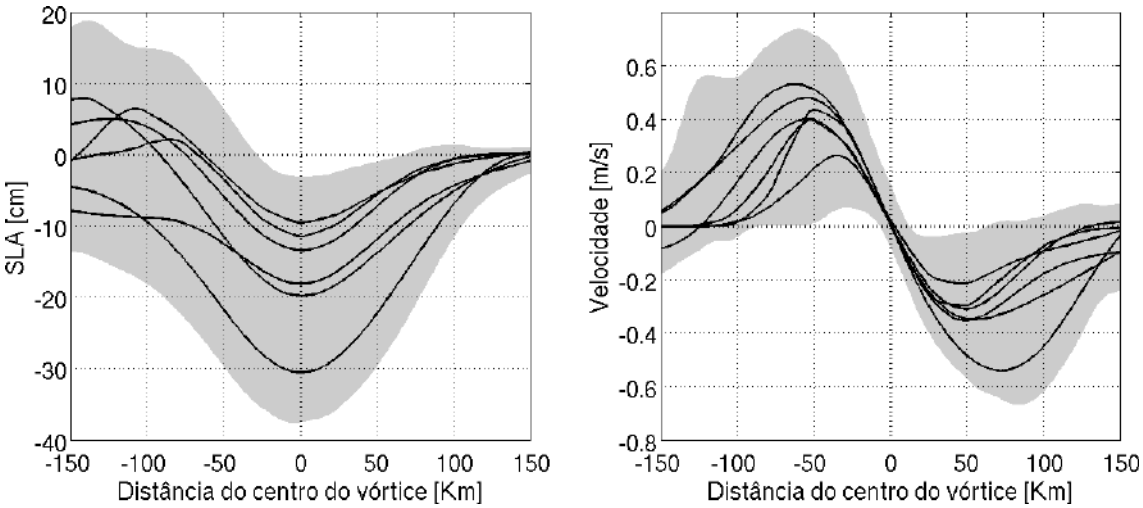

Figura 6.2: Estrutura em superfície dos vórtices emitidos. Painel esquerdo: AASM obtida no eixo zonal dos vórtices. Painel direito: velocidade geostrófica obtida no eixo zonal dos vórtices. As linhas pretas representam as amplitudes e velocidades médias de cada vórtice. A sombra em cinza demarca a variação observada considerando-se todos os vórtices, ou seja, as amplitudes e velocidades mínimas e máximas.

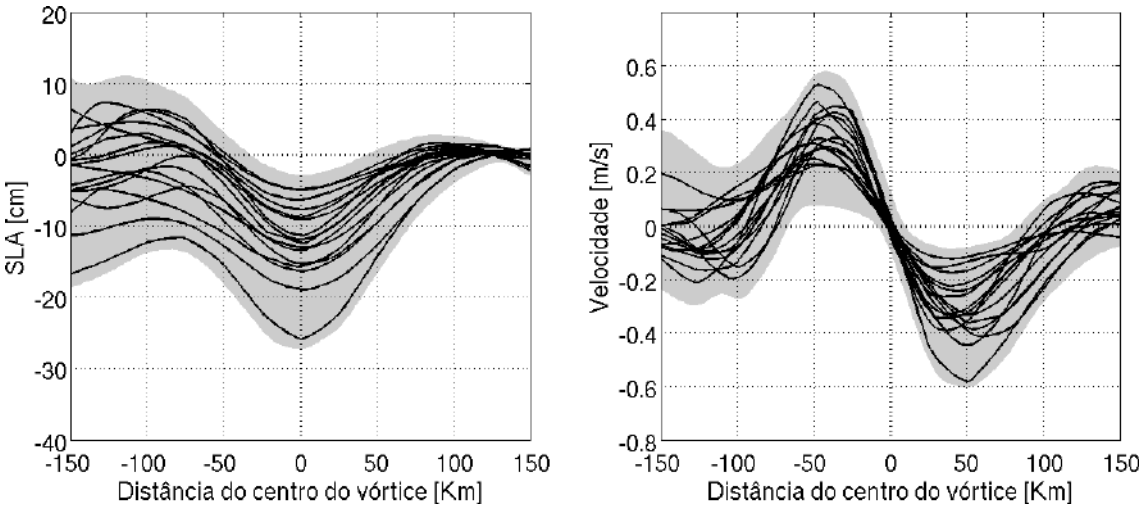

Figura 6.3: Estrutura em superfície dos vórtices frontais. Painel esquerdo: AASM obtida no eixo zonal dos vórtices. Painel direito: velocidade geostrófica obtida no eixo zonal dos vórtices. As linhas pretas representam as amplitudes e velocidades médias de cada vórtice. A sombra em cinza demarca a variação observada considerando-se todos os vórtices, ou seja, as amplitudes e velocidades mínimas e máximas.

6.2 Estrutura Vertical de Massa e Velocidade Geostrófica Associada

O estudo da estrutura vertical de massa dos vórtices foi realizado a partir de seções XBTs do MOVAR (NOAA, 2013). No período de 2005 a 2013 nas proximidades da região de formação, a estrutura térmica de 7 dos 22 vórtices identificados foi amostrada, durante as campanhas do MOVAR (Tabela 6.4). Dos 7, 3 foram vórtices emitidos e os 4 restantes são vórtices frontais. Dos 3 emitidos dois migraram em direção ao norte até o Embaiamento de Tubarão e um em direção ao sul até aproximadamente 24.5°S de latitude.

Tabela 6.4: Vórtices amostrados pelas seções AX97 de XBTs em alta densidade do MOVAR.

Vórtice	característica	Seção AX97	Figura
15	Migração para norte	maio de 2011	6.6
22	Migração para norte	abril 2013	6.4
21	Migração para sul	outubro 2012	6.5
4	Frontal	fevereiro de 2006	6.7
7	Frontal	dezembro 2006	6.8
17	Frontal	novembro 2011	6.9
18	Frontal	fevereiro 2012	6.10

Os 7 vórtices apresentaram uma estrutura vertical de temperatura típica de vórtices ciclônicos, com núcleo frio e soerguimento e forma convexa das isotermas. Com exceção do vórtice 15, os vórtices apresentaram em superfície um gradiente térmico entre o centro e a borda do vórtice. Em profundidade, a perturbação das isotermas associada a feição ciclônica, é observada desde a base da camada de mistura ($\sim$ 50 m) até a profundidade máxima de amostragem ($\sim$ 800 m). Estas observações são condicentes com os resultados apresentados no Capítulo 4 sobre o estudo da variabilidade de mesoescala do sistema CB-CCI e permitem inferir que vórtices originados pelo meandramento da CB estariam influenciando no padrão de circulação da região até pelo menos a porção superior da CCI.

O vórtice que gerou maior mudança no campo de massa foi o vórtice 22, observado em abril de 2013, com a máxima deformação das isotermas de aproximadamente 200 m de profundidade (Figura 6.5). No vórtice 15, a máxima deformação das isotermas foi de aproximadamente 100 m (Figura 6.6) e foi a menor

observada. Os vórtices apresentaram forte gradiente horizontal térmico chegando a 9,6°Cno vórtice 21 (Tabela 6.5). O menor gradiente horizontal térmico foi observado no vórtice 17, 4,1 °C.

A estrutura vertical de velocidades dos 7 vórtices foi analisada a partir do cálculo geostrófico. Neste cálculo é necessário definir uma profundidade de referência. Para todas as seções analisadas e devido ao fato do sinal do vórtice ter sido evidente até a máxima profundidade amostrada adotou-se esta última como profundidade de referência.

As estruturas verticais de velocidade geostrófica descreveram vórtices com superfícies intensificadas e assimétricos. Os vórtices 4, 7, 17, 18 e 22 (painel direito das Figuras 6.7, 6.8, 6.9, 6.10, 6.4) apresentaram ramo oeste mais estreito e raso e, o ramo leste (velocidade meridional negativa) mais intenso e profundo. O vórtice 15 (mostrado em MILL *et al.* (2015)), ao contrário, exibiu o ramo oeste mais estreito e profundo (cerca de 150 m) e, ramo leste intenso e raso (painel direito Figuras 6.6). Velocidades máximas geostróficas próximo a superfície atingiram cerca de 0,5 m/s. Por apresentar ramos oeste e leste atingindo profundidades similares e ambos intensos, apresentando velocidades máximas próximo a superfície de cerca de 0,8 m/s, o vórtice 21 foi considerado aproximadamente simétrico. A velocidade máxima em superfície em todos os vórtices variou entre 0,4 m/s (vórtices 22 e 26 - Figuras 6.6 e 6.10) a 1,2 m/s (vórtice 25 - 6.9) (Tabela 6.5).

Tabela 6.5: Gradiente de temperatura horizontal máximo (∇T), profundidade observada (Prof.) e velocidade geostrófica máxima em superfície (Vel. Max) calculados para o ramo leste de cada vórtice.

Vórtice	∇ T [°C/km]	Prof. Observada [m]	Vel. Max. [m/s]
Emitidos			
22	5,1	151	0,4
2013	8,2	147	0,9
30	9,6	157	0,8
Frontais			
1	7,5	146	0,7
7	6,7	157	0,9
25	4,1	201	1,2
26	7,4	196	0,4

A estrutura vertical de velocidade geostrófica mostrou que a intensificação em superfície da corrente na região ao largo do Cabo de São Tomé pode ser atribuída a

presença de vórtices, como nos casos dos vórtices 7, 2013 e 25 (Figuras 6.8, 6.9, 6.4)). Sobre a forte assimetria observada, uma hipótese é que assim como no vórtice de Vitória observado por SCHMID *et al.* (1995), esta assimetria é causada pela presença do escoamento da CB. Desta forma, para os cálculos de energia foi considerado somente o ramo oeste de cada vórtice.

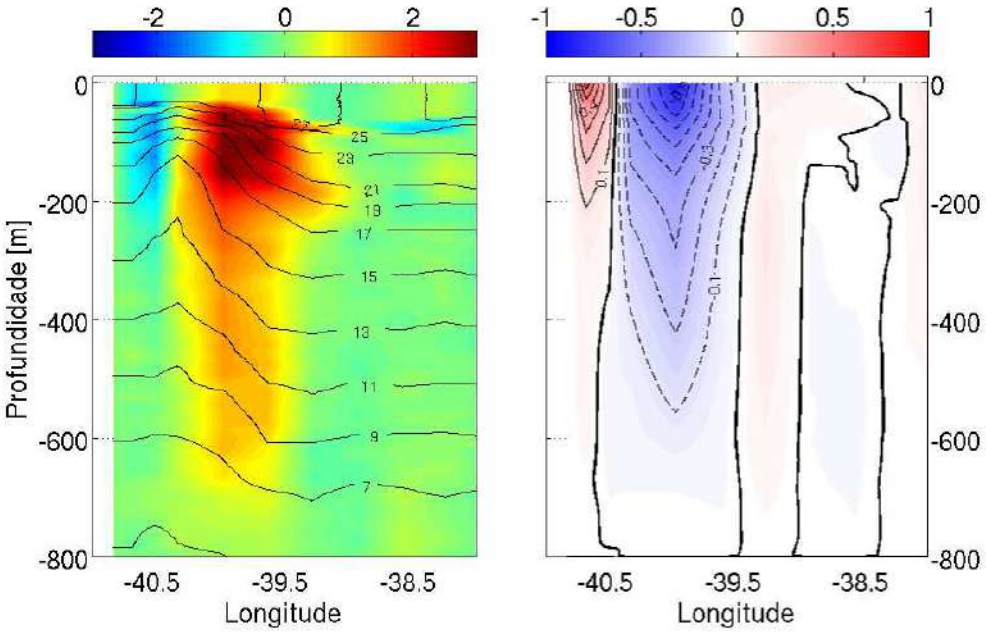

Figura 6.4: Seção de XBT (abril de 2013) através do vórtice 22. Painel esquerdo: gradiente de temperatura em °C. Painel direito: velocidades geostróficas calculadas para um nível de referência de 800 m. Velocidades positivas indicam o norte. Contornos a cada 0,1 m/s.

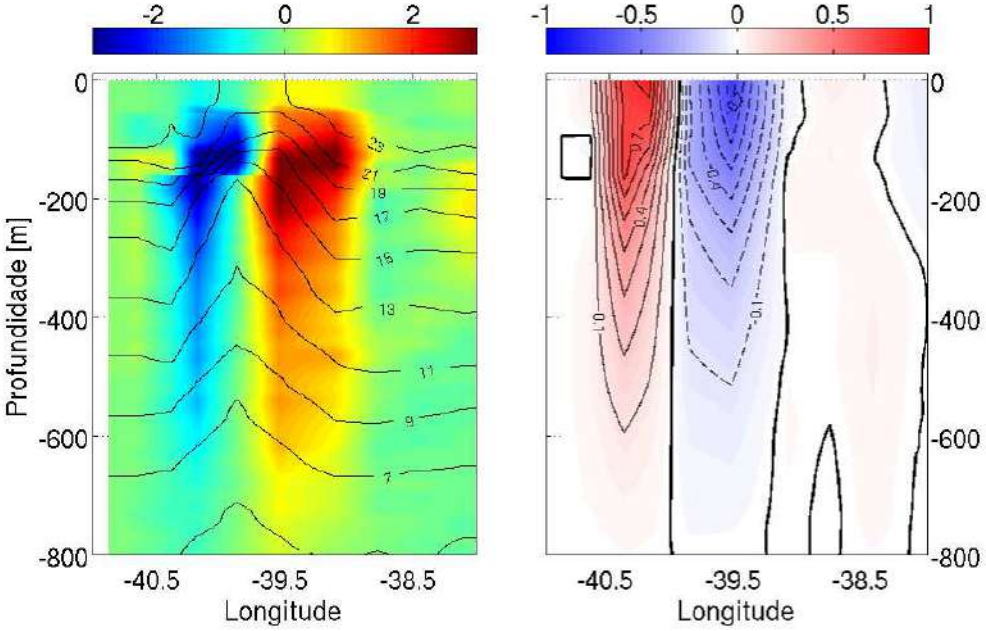

Figura 6.5: Seção de XBT (outubro de 2012) através do vórtice 21. Painel esquerdo: gradiente de temperatura horizontal em ℃. Painel direito: velocidades geostróficas calculadas para um nível de referência de 800 m. Velocidades positivas indicam o norte. Contornos a cada 0,1 m/s.

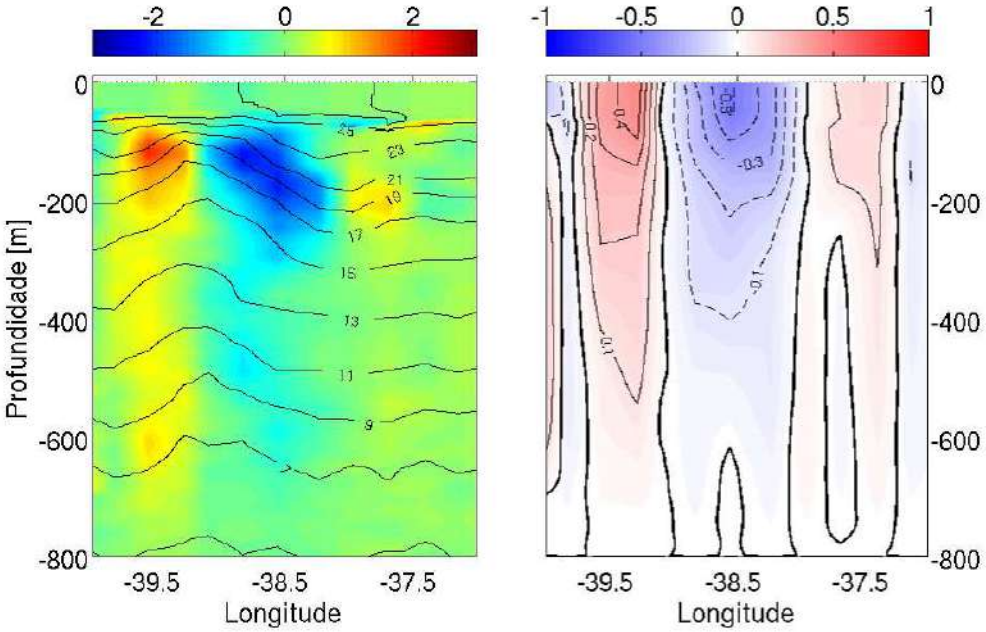

Figura 6.6: Seção de XBT (maio de 2011) através do vórtice 15. Painel esquerdo: gradiente de temperatura horizontal em ℃. Painel direito: velocidades geostróficas calculadas para um nível de referência de 800 m. Velocidades positivas indicam o norte. Contornos a cada 0,1 m/s.

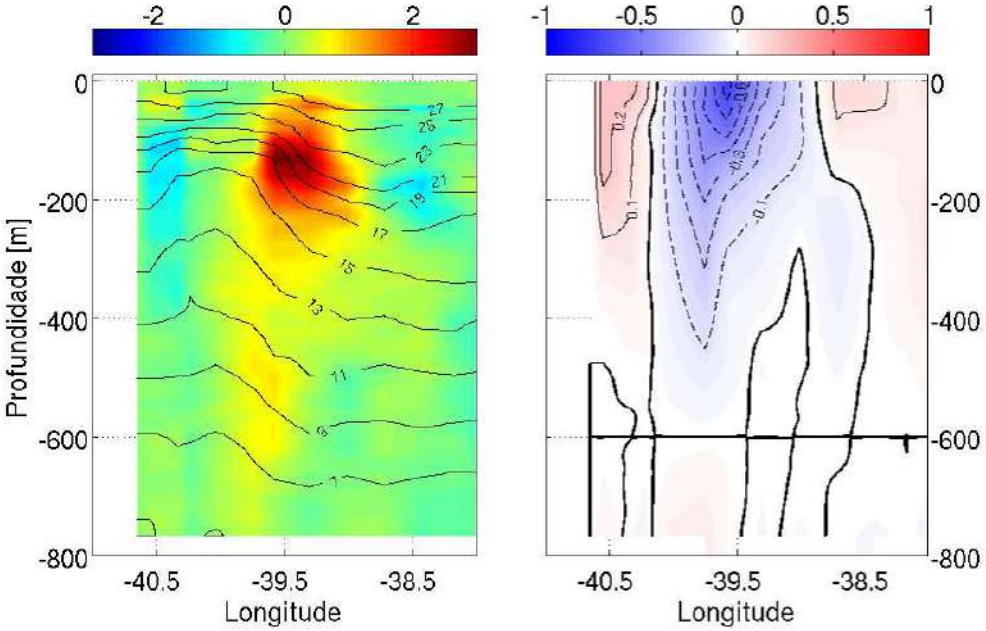

Figura 6.7: Seção de XBT (fevereiro 2006) através do vórtice 4. Painel esquerdo: gradiente de temperatura horizontal em ℃. Painel direito: velocidades geostróficas calculadas para um nível de referência de 800 m. Velocidades positivas indicam o norte. Contornos a cada 0,1 m/s.

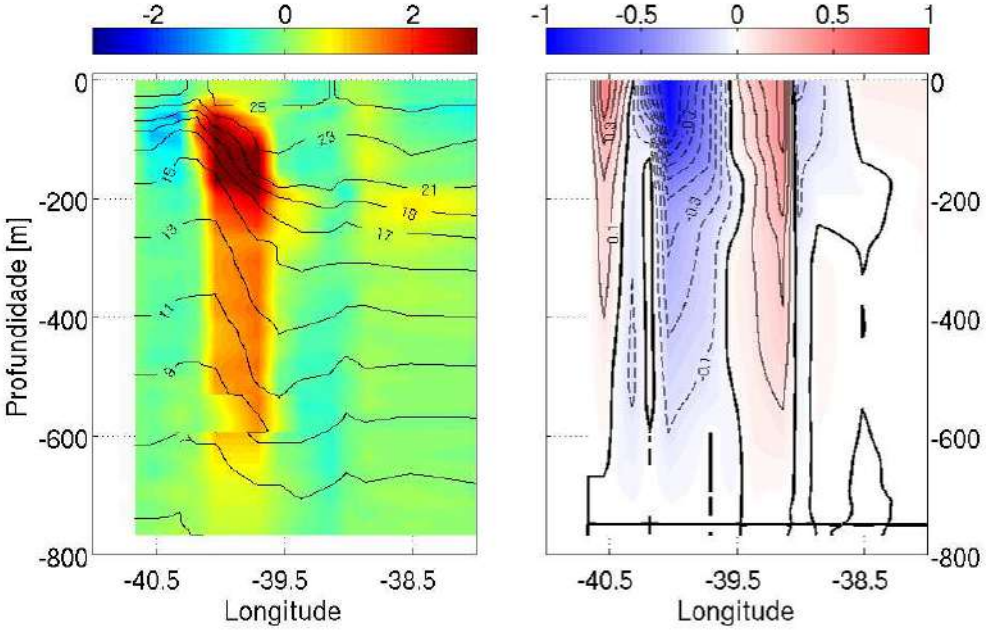

Figura 6.8: Seção de XBT (dezembro 2006) através do vórtice 7. Painel esquerdo: gradiente de temperatura horizontal em ℃. Painel direito: velocidades geostróficas calculadas para um nível de referência de 775 m. Velocidades positivas indicam o norte. Contornos a cada 0,1 m/s.

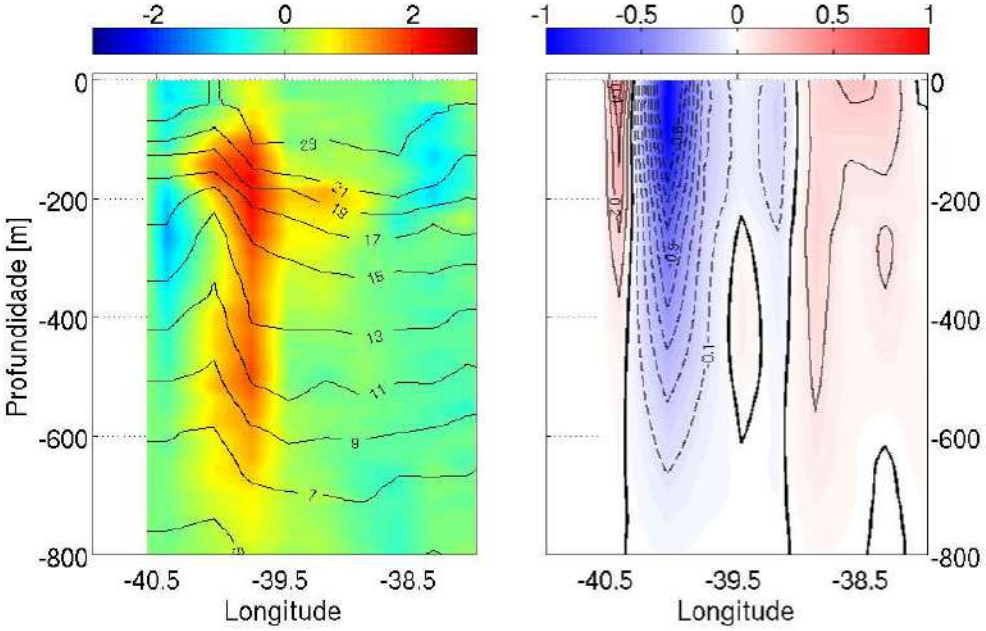

Figura 6.9: Seção de XBT (novembro de 2011) através do vórtice 17. Painel esquerdo: gradiente de temperatura horizontal em ℃. Painel direito: velocidades geostróficas calculadas para um nível de referência de 800 m. Velocidades positivas indicam o norte. Contornos a cada 0,1 m/s.

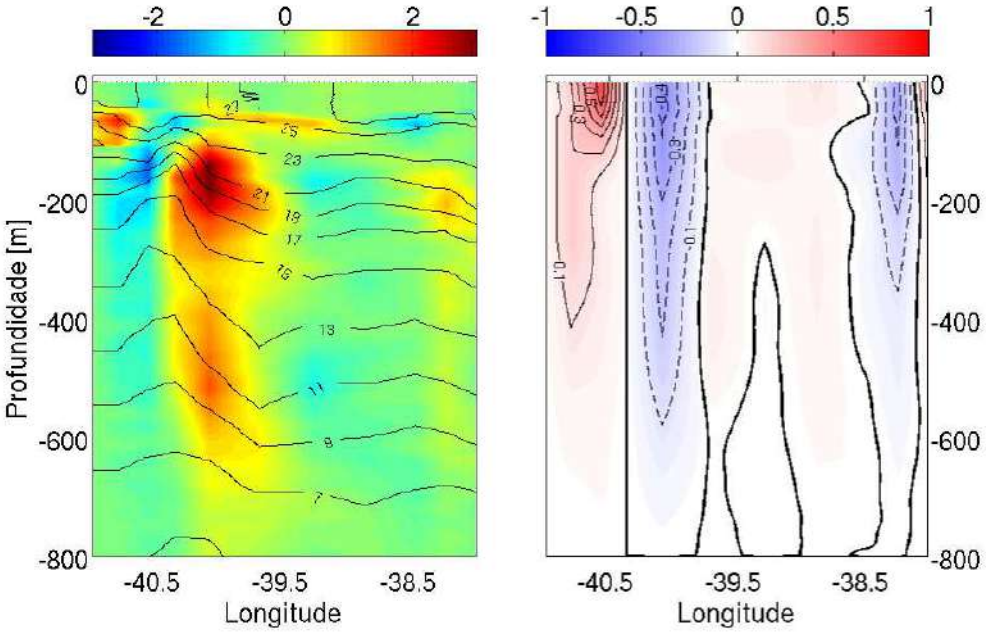

Figura 6.10: Seção de XBT (fevereiro de 2012) através do vórtice 18. Painel esquerdo: gradiente de temperatura horizontal em ℃. Painel direito: velocidades geostróficas calculadas para um nível de referência de 800 m. Velocidades positivas indicam o norte. Contornos a cada 0,1 m/s.

6.2.1 Energia Potencial Disponível e Energia Cinética

A fim de avaliar quão energéticos são os vórtices do Cabo de São Tomé e verificar a existência de um comportamento diferenciado para os vórtices emitidos e frontais, foi calculada, a partir das seções de velocidade geostrófica e do campo de massa, a Energia Cinética (EC) e a Energia Potencial Disponível (EPD) no interior dos 7 vórtices amostrados por XBTs. Seguindo a metodologia aplicada por SCHMID *et al.* (1995), adotou-se a isopicnal de 1026,6 kg/m^3 como referência na integração vertical para o cálculo de EC e EPD. Desta forma foram calculadas a EC total:

$$EC = 1/2 \int_V \rho {u_g}^2 dV', \tag{6.6}$$

onde ρ é a densidade (dependente da profundidade z), u_g é a velocidade geostrófica e V é o volume do vórtice, a EPD:

$$EPD = \int_V g' \rho (h - h_r) dV', \tag{6.7}$$

onde $g'(= g\Delta\rho/\rho)$ é a gravidade reduzida, $\Delta\rho$ é a variação de ρ com a profundidade, h_r é a profundidade da isopicnal de referência fora do vórtice e h é a profundidade da isopicnal dentro do vórtice.

Devido a forte assimetria observada, nas seções de velocidade e assumindo que a mesma é devido a influência da CB, para minimizar esta e isolar as perturbações induzidas pelos vórtices, considerou-se nos cálculos somente o ramo oeste dos vórtices, que em ciclones da região corresponde a velocidades meridionais positivas. O raio foi definido pela isolinha de 0,1m/s de velocidade.

Os resultados mostraram que os vórtices analisados foram energeticamente diferentes. Foram observadas significantes variações principalmente em termos de energia cinética. Os valores de EPD calculados variaram entre 1 PJ e 2 PJ (vórtices 25 e 7, respectivamente) enquanto que, a EC apresentou diferenças de até duas ordens de grandeza variando de 0,06 PJ a 1,1 PJ (vórtices 1 e 25, respectivamente) (Tabela 6.6). Não foi observado um padrão que diferencie vórtices emitidos dos frontais.

Tabela 6.6: Energias potencial disponível (EPD) e energia cinética (EC) calculadas a partir da velocidade geostrófica obtidas pelas seções AX97 de alta densidades de XBTs (1 PJ = 10^{15} J).

Vórtice	EPD (PJ)	EC(PJ)
Emitidos		
15	1,3	0,3
22	1,6	0,1
21	1,8	1,0
Frontais		
4	1,8	0,06
7	2,0	0,3
17	1,0	1,1
18	1,0	0,2

A variação observada nas quantidades de EC pode estar associada às diferentes amostragens, uma vez que elas podem ter sido feitas em diferentes estágios de formação do vórtice. Ainda, as seções cruzaram os vórtices em locais diferentes, podendo assim ter capturado em uns o centro do vórtice e, em outras ocasiões, amostrá-los marginalmente. Desta forma foram recalculadas as EPD e EC destes vórtices fazendo uma aproximação linear para o centro da estrutura (Tabela 6.7). As energias aproximadas para o centro do vórtice em magnitude foram maiores mas indicam que não foi o local de amostragem que gerou as diferenças observadas. Não foram apresentados os resultados para os vórtices 22 e 18 devido ao fato da seção de XBT ter cruzado o vórtice no incício do seu desenvolvimento. Para estes vórtices, durante o estágio inicial de desenvolvimento, não foram observadas, nos mapas de AASM, as 3 isolinhas fechadas de anomalia e por isso não foi possível determinar o local exato da localização centro do vórtice e aplocar a aproximação.

Embora os 7 vórtices tenham apresentado diferenças nas EC e EPD, os resultados indicam que os vórtices do Cabo de São Tomé podem ser até 10 vezes mais energéticos que o vórtice de Vitória, descrito por SCHMID *et al.* (1995). Por fim, a análise conjunta entre a estrutura vertical dos vórtices e as características superficiais acompanhadas por sensoriamento remoto não permitem evidenciar diferenças significativas entre vórtices emitidos e aqueles que permanecem envoltos pela corrente, os frontais. O entendimento dos processos que atuam na definição do desprendimento ou não dos vórtices do Cabo de São Tomé e posterior migração dos

Tabela 6.7: Energias potencial disponível (EPD) e energia cinética (EC) recalculadas, aproximando-as para o centro do vórtice (1 PJ = 10^{15} J).

Vórtice	EPD (PJ)	EC(PJ)	Dist. Centro [km]
Emitidos			
15	3,3	0,9	37
22	-	-	-
21	2,5	1,5	26,6
Frontais			
4	2,5	0,08	16,3
7	3,5	0,5	16,6
17	1,2	1,4	10,6
18	-	-	-

anéis permanecem ainda em aberto.

Capítulo 7

Emissão dos vórtices do Cabo de São Tomé

Pouco mais de 1/3 (6 em 16) dos vórtices de Cabo de São Tomé observados foram destacados como anéis isolados apresentando assim, menos de um por ano em média. Deste total, dois vórtices, um formado em dezembro de 2009 (vórtice 13) e outro em outubro de 2012 (vórtice 21), transladaram em direção ao sul e foram rastreados por aproximadamente 3 meses. Os outros quatro, formados em janeiro de 2005 (vórtice 1), junho de 2005 (vórtice 2), março de 2001 (vórtice 15) e abril de 2013 (vórtice 22), migraram para norte chegando ao Embaiamento de Tubarão, região conhecida pela formação do vórtice de Vitória, após percorrerem cerca de 200 a 300 km, entre 30 a 45 dias e, a uma velocidade média de aproximadamente 5 a 7 km/dia.

A migração para norte dos vórtices de Cabo de São Tomé é um comportamento pouco conhecido. O único trabalho publicado sobre este tema é o trabalho de MILL *et al.* (2015) do qual fazem parte alguns dos resultados da presente tese. MILL *et al.* (2015) apresentam uma descrição detalhada do ciclo de vida do vórtice 15 do qual se tem registro em várias bases de dados. A seguir são apresentados resultados complementares a aqueles já publicados correspondentes aos outros vórtices emitidos.

Em todos os eventos, os meandros formados pela CB que se fecharam em vórtices posteriormente emitidos foram observados nas imagens de TSM. A assinatura desses vórtices nos mapas de AASM começou a ser observada pouco depois do

início do processo de meandramento intenso e foi particularmente evidente após o destacamento do mesmo. Imagens de clorofila-a auxiliaram no acompanhamento do ciclo de vida quando o sinal observado nas imagens de TSM não foi claro. Para alguns vórtices foi possível realizar uma caracterização da estrutura vertical de massa e velocidade a partir de dados de XBTs e ADCPs, como será visto a seguir.

7.1 Vórtice 15 (abril de 2011)

O início do processo de formação do vórtice 15 (Tabela 6.1 e 6.2) é evidenciado nas imagens de TSM de meados de março de 2011 nas quais é possível observar o desenvolvimento de um intenso meandramento da corrente ao largo do Cabo de São Tomé. Nesta fase inicial observa-se a contínua projeção da frente térmica da CB para sudeste em direção ao oceano aberto, seguindo o crescimento do meandro. A partir do final do mês de março o sinal de uma recirculação ciclônica é evidente tanto nas imagens de TSM, como um núcleo frio, quanto nos mapas de AASM e clorofila-a, onde o ciclone aparece como uma depressão do campo de AASM e um núcleo de máxima concentração de biomassa, respectivamente (Figura 4 de MILL *et al.* (2015)).

A Figura 7.1 ilustra as diferentes etapas no processo de desenvolvimento do vórtice. Durante o processo de formação já é possível observar o início da migração do ciclone para norte: no início de abril, o centro do meandro é observado próximo a 23°S (ao sul do Cabo de São Tomé); no final do mês, antes de destacar-se, o centro da estrutura vortical já formada, é observado cerca de 100 km a norte de sua região de formação (22°S). Durante este período de desenvolvimento da feição, a depressão nos mapas de AASM intensifica-se progressivamente e atinge 15 cm no momento em que o vórtice se destaca (início de maio). Pouco tempo após destacar-se a depressão atinge a máxima depressão de 20 cm. O núcleo frio, que ainda era evidente (painel direito, Figura 7.1), perde assinatura térmica devido a trocas de calor com a atmosfera. O sinal de clorofila-a mantém-se, sendo porém, mais fraco.

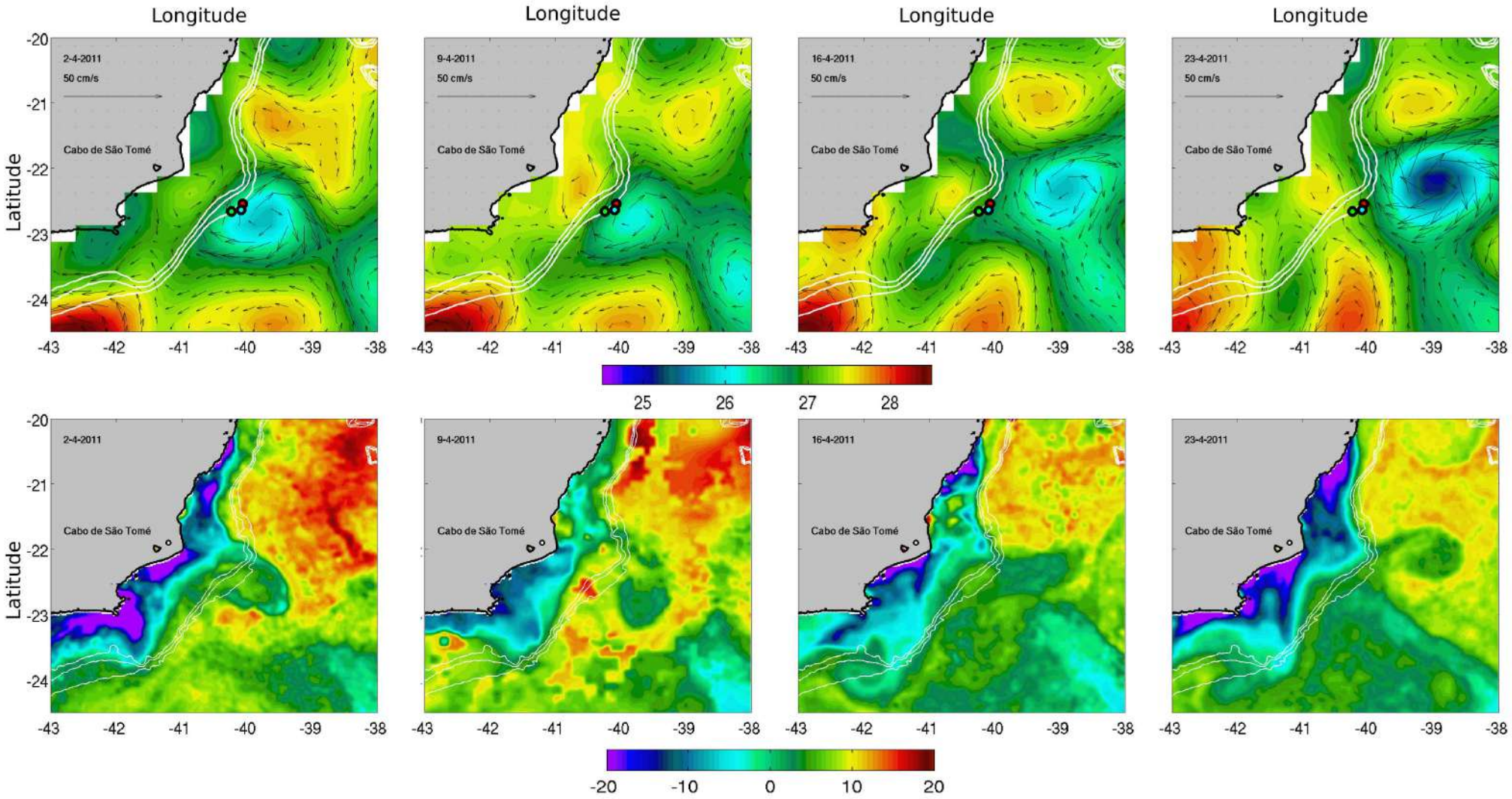

Figura 7.1: Mapas de AASM (painéis superiores, em cm) sobrepostos a velocidade geostrófica superficial e imagens de TSM (painéis inferiores) do vórtice 15, em abril de 2011. As linhas brancas são as isóbatas de 200, 500 e 1000 m. Nos mapas de AASM os pontos em vermelho, amarelo e verde mostram a posição respectivamente dos fundeios de ADCP F5, F7 e F8.

Após o desprendimento da corrente, o vórtice deslocou-se para norte por cerca de um mês e chegou ao Embaiamento de Tubarão no final de maio. Durante toda essa trajetória, o vórtice foi rastreado nos dados de altimetria (Figura 7.2) como uma feição coerente aproximadamente circular, com contornos fechados de AASM (Figura 7.3) e do parâmetro Okubo-Weiss (não mostrado) bem definidos. O parâmetro Chelton foi sempre maior que 1 o que permitiu diferenciar sua assinatura de ondas de Rossby lineares (CHELTON *et al.*, 2011).

O vórtice permaneceu no embaiamento durante aproximadamente um mês, induzindo uma circulação ciclônica que pôde ser observado nos campos de velocidade geostrófica em superfície. Esta circulação ciclônica foi ainda confirmada seguindo a trajetória de um derivador de superfície que permaneceu no Embaiamento de Tubarão até o final de maio, vindo de um dos canais da cadeia Vitória-Trindade. O ciclo de vida deste vórtice foi discutido detalhadamente no trabalho de MILL *et al.* (2015).

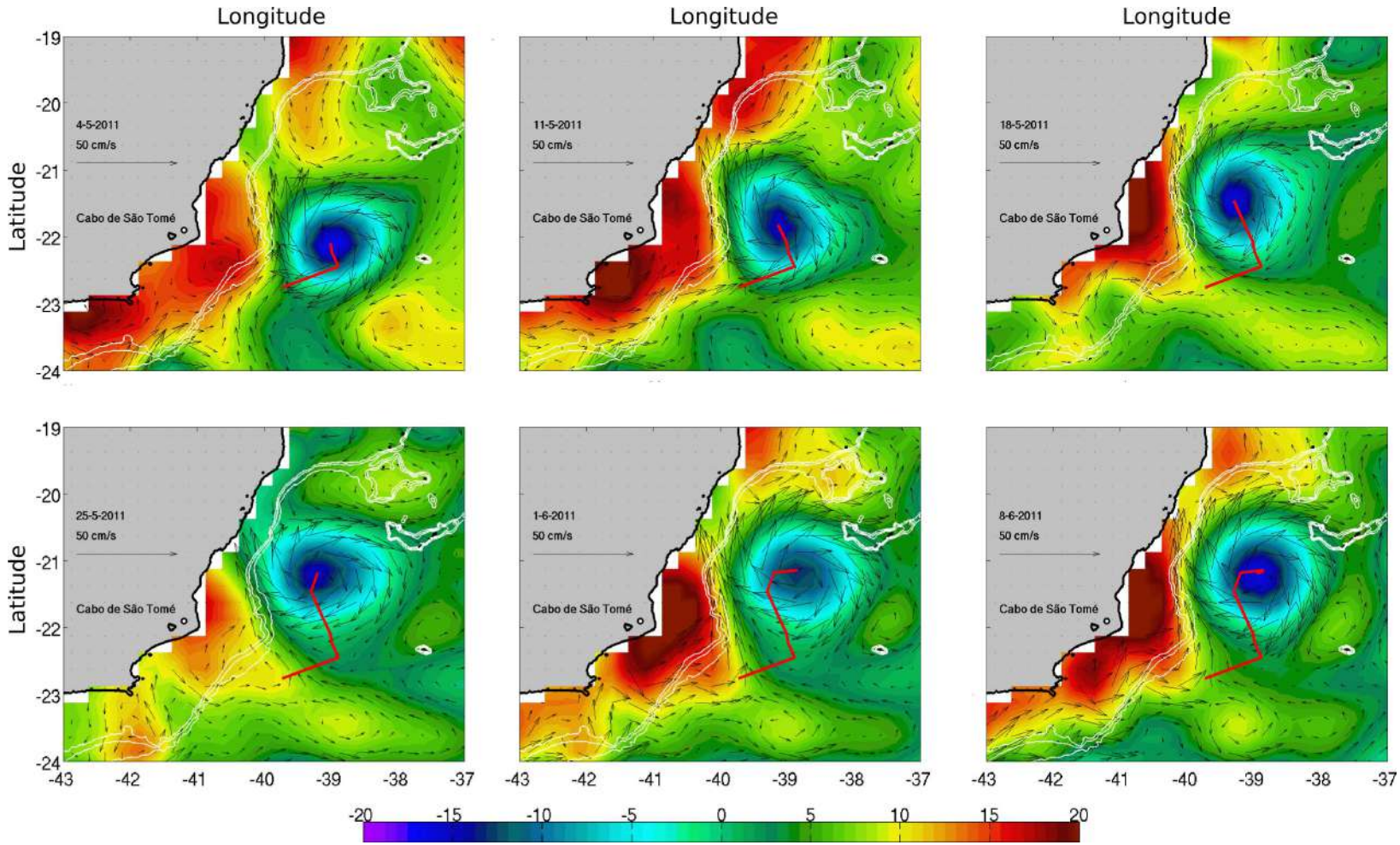

Figura 7.2: Mapas de AASM (em cm) sobrepostos a velocidade geostrófica superficial (em cm/s) que mostram a trajetória para norte do vórtice 15 (linha vermelha), após se destacar da CB, em maio e junho de 2011. As linhas brancas são as isóbatas de 200, 500 e 1000 m.

Dados coletados *in situ* na região de formação permitiram investigar a estrutura vertical de massa e velocidade geostrófica do vórtice. Próximo a região de origem e imediatamente após destacar-se da corrente (início de maio), uma seção de XBT (Figura 7.3) em alta densidade cruzou o vórtice a 37 km sul do seu centro.

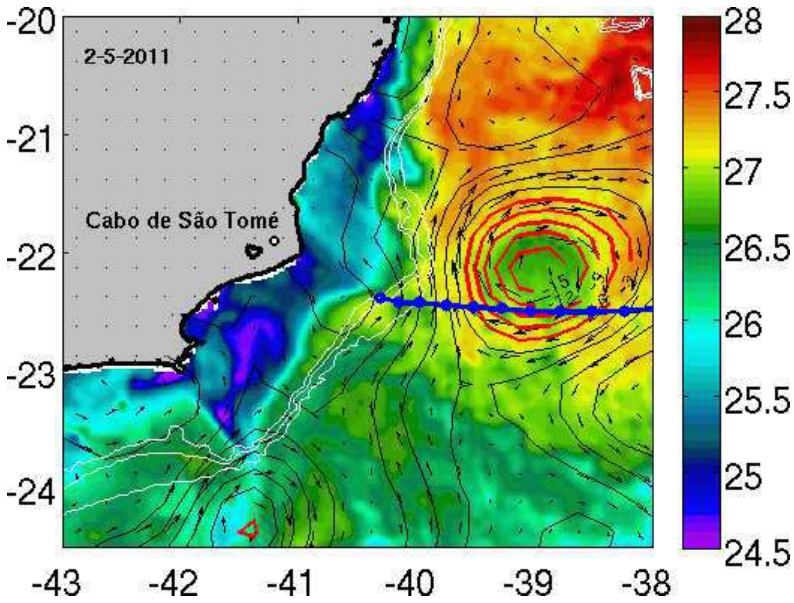

Figura 7.3: Seção de XBT AX97 (pontos tracejados azuis) realizada em maio de 2011 sobreposta a imagem de TSM e o campo de AASM (contornos fechados a cada 3 cm) do dia 02/05/2011.

Outra fonte de informação utilizada nas análises dos vórtices da CB em Cabo de São Tomé são séries de correntes medidas com ADCPs. Em alguns casos o processo de meandramento da CB e posterior formação e desenvolvimento de vórtices assim como, o impacto destas feições no fluxo médio da CB e CCI foram capturados por ADCPs fundeados ao largo do Cabo de São Tomé (ver localização na Figura 3.1). Os dados amostraram a estrutura vertical de velocidade da corrente de março a julho de 2011 até pelo menos 900 m de profundidade. Neste período observou-se a passagem da borda oeste da estrutura vortical (em desenvolvimento) sobre três fundeios: F5, F7 e F8.

Como observado nos registros de velocidade da corrente paralela a costa do fundeio F5 (Figura 5.3) o sinal da passagem da feição foi marcado por uma inversão na corrente desde a superfície até 400 m, registrando-se dessa forma, uma coluna d'água que moveu-se até pelo menos 900 m na mesma direção, norte. Com o desprendimento e a migração para norte, o fluxo local para sul em superfície foi progressivamente restabelecido. Durante o período de influência da circulação do

vórtice, valores de velocidade paralela a costa medida no fundeio F5, tanto em superfície como em profundidade, excederam 0,5 m/s. Estas são da mesma ordem das velocidades observadas na CB quando o fluxo para sul foi restabelecido, e das velocidades geostróficas calculadas a partir da secção XBT. Resultados similares foram encontrados nos fundeios F7, mostrado em detalhes em MILL *et al.* (2015) e F8 (Figuras 7.4 e 7.5).

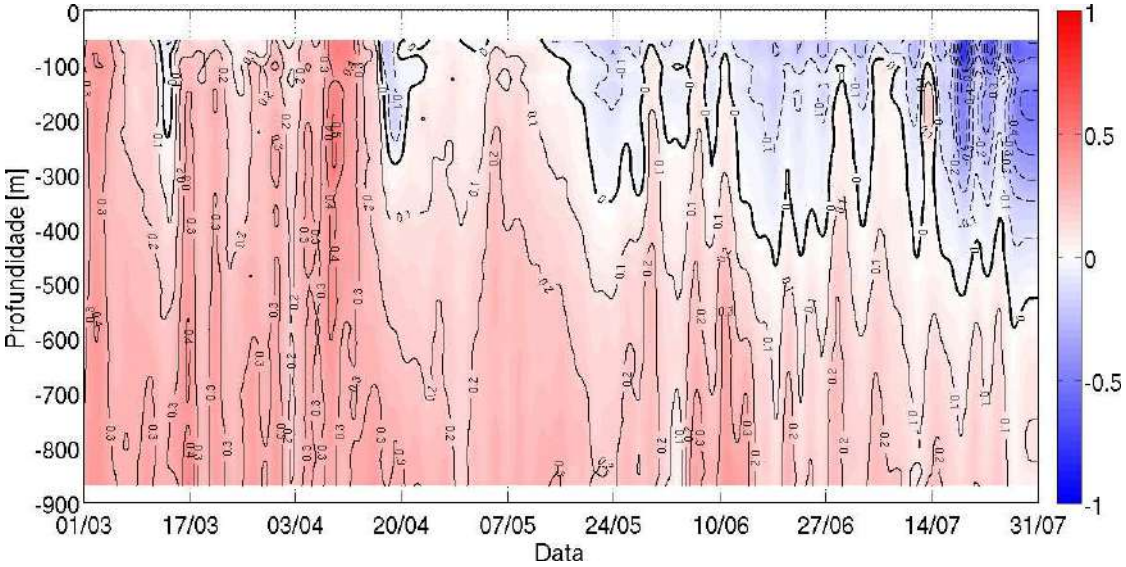

Figura 7.4: Perfil de velocidade paralela a linha de costa da corrente obtida *in situ* pelo fundeio F7, até a profundidade de 900 m, nos meses de maio a março de 2011, ao largo do Cabo de São Tomé.

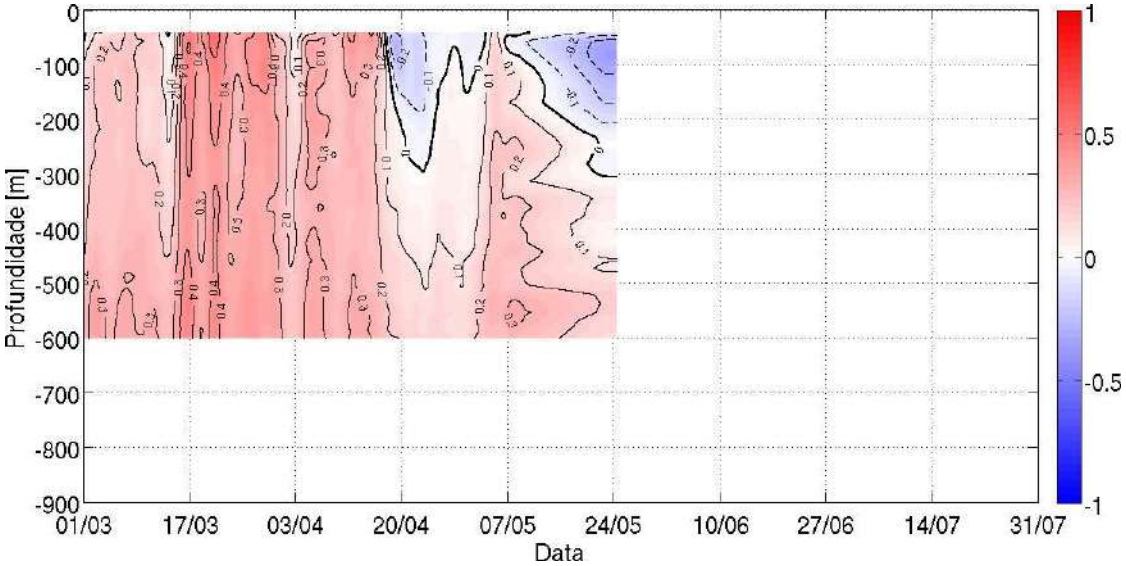

Figura 7.5: Perfil de velocidade paralela a linha de costa da corrente obtida *in situ* pelo fundeio F8, até a profundidade de 600 m, nos meses de março a maio de 2011, ao largo do Cabo de São Tomé.

O vórtice foi amostrado por um quarto ADCP, desta vez, após chegar ao Embaiamento de Tubarão. O fundeio localizava-se na porção noroeste do embaiamento (F9, Figura 3.1) e permitiu uma amostragem única que possibilitou a observação não somente do impacto do vórtice na circulação de superfície do embaiamento (velocidades geostróficas calculadas por AASM) mas também em níveis mais profundos. Campos de AASM indicaram que, após a chegada, a posição do vórtice oscilou, afastando-se e proximando-se do ponto do fundeio, até que perdeu completamente a assinatura cerca de um mês depois. Consequentemente, os registros capturaram parcialmente a influência do vórtice, quando a borda deste alcançava a porção mais ao norte do embaiamento. Em dois momentos, porém, o impacto foi significativo gerando uma inversão do fluxo acima de 800 m, ou de toda a coluna d'água amostrada pelo ADCP (Figura 9 de MILL *et al.* (2015)). O fluxo observado para norte ao longo da coluna d'água, com valores de velocidade paralela a costa que alcançaram de 0,2 a 0,3 m/s, são consistentes com a circulação ciclônica gerada dentro do embaiamento pela presença do vórtice.

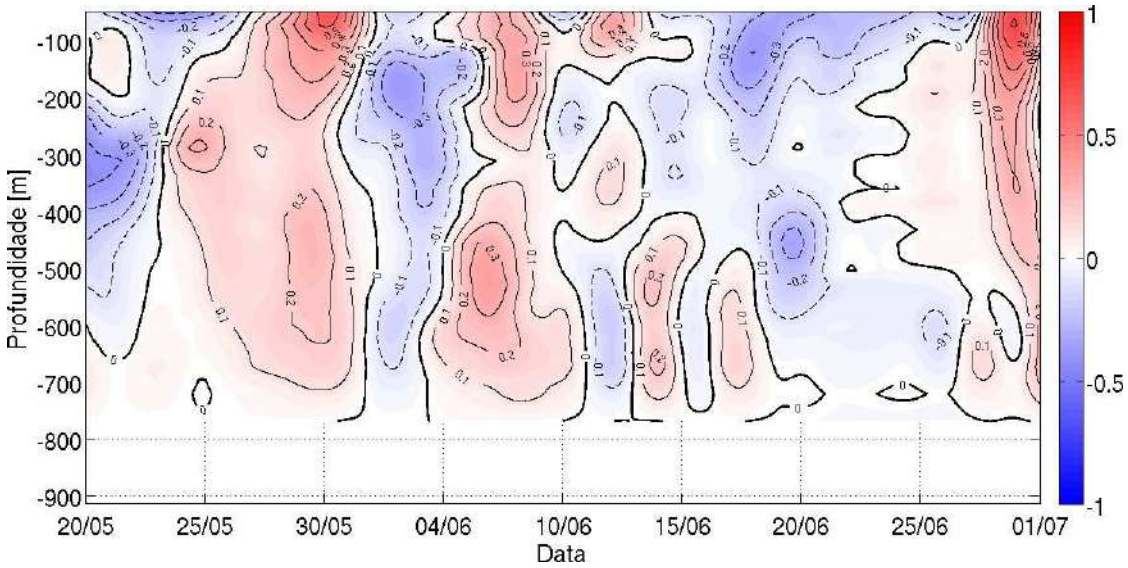

Figura 7.6: Perfil de velocidade paralela a linha de costa da corrente obtida *in situ* pelo fundeio F9, até a profundidade de 900 m, nos meses de maio e junho de 2011, no embaiamento de Tubarão.

7.2 Vórtice 22 (abril de 2013)

O início do processo de formação do vórtice 22 (Tabela 6.1 e 6.2) ocorreu em meados de abril de 2013 quando, nos mapas de AASM e imagens de TSM, observa-se a assinatura do meandramento da CB (Figura 7.7). As imagens mostram a formação e desenvolvimento do vórtice até que, no início de maio, é possível identificar claramente em imagens de TSM o início do processo de desprendimento do núcleo frio, associado ao vórtice da, corrente. Somente a partir do destacamento (meados de maio) identificou-se a migração da feição para norte. No início de junho a depressão atinge a máxima de 17 cm (Figura 7.8, painel esquerdo). A intensificação do vórtice é acompanhada do aumento da velocidade tangencial que chega a um máximo de 0,6 m/s (Figura 7.8, painel direito).

Após o desprendimento da corrente, o vórtice deslocou-se para norte por cerca de um mês e meio e chegou ao Embaiamento de Tubarão no final de junho, onde permaneceu por mais um mês até que perdeu completamente a assinatura. Durante toda a trajetória para norte, o vórtice foi rastreado nos dados de altimetria (Figura 7.9) como uma feição coerente e aproximadamente circular, com contornos fechados de AASM e do parâmetro Okubo-Weiss bem definidos e parâmetro Chelton sempre maior que 1. Entretanto, diferente dos vórtice 15, o sinal do núcleo frio foi observado durante o deslocamento da feição até o Embaiamento de Tubarão.

Dados coletados *in situ* próximo a região de formação também permitiram investigar a estrutura vertical de massa e velocidade geostrófica do meandro que originou o vórtice 22. Próximo a região de origem (meados de abril), o meandro foi amostrado por uma seção de XBT (Figura 3.3) em alta densidade.

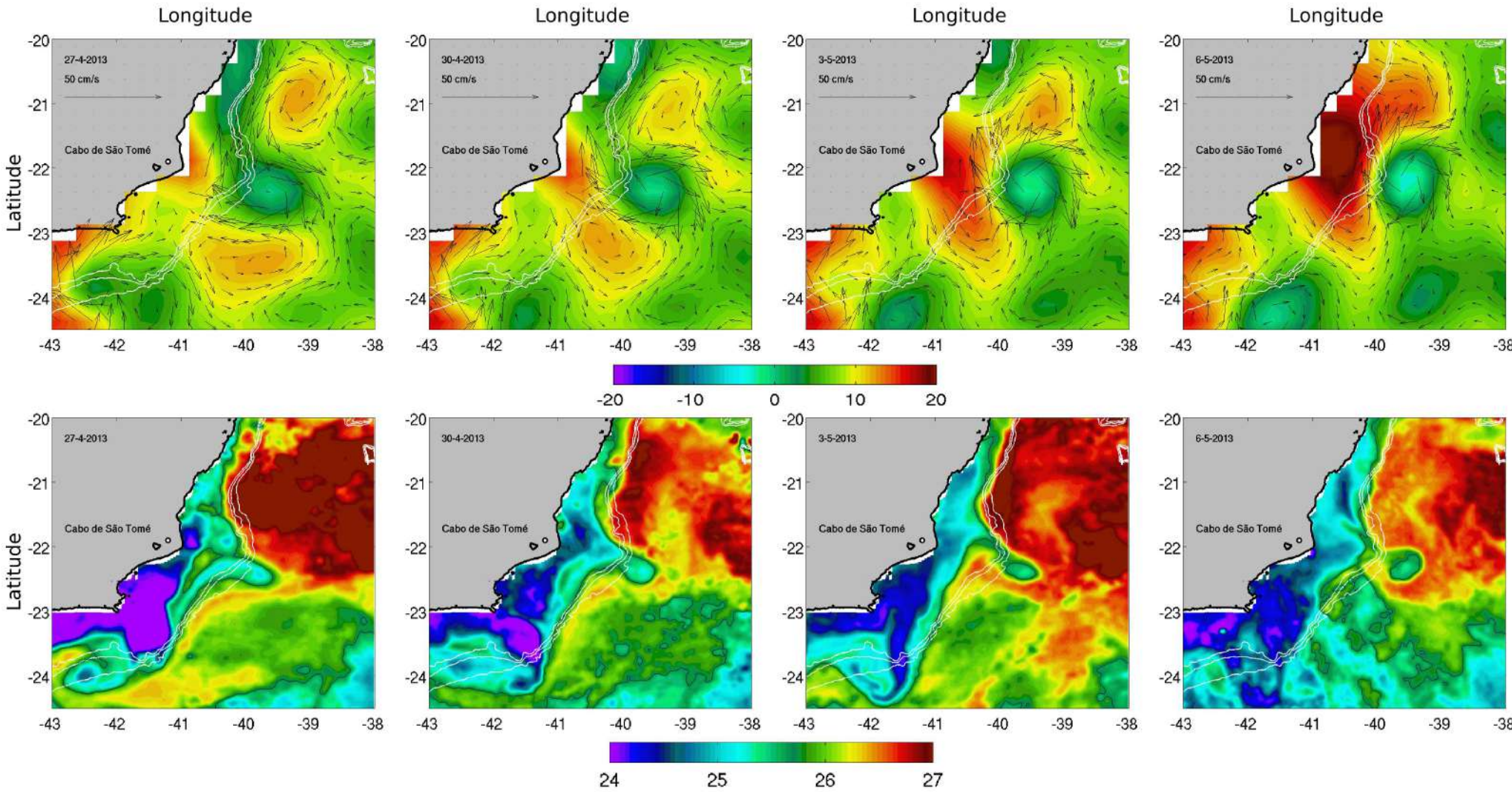

Figura 7.7: Mapas de AASM (em cm) sobrepostos a velocidade geostrófica superficial (em cm/s) e imagens de TSM do vórtice 22, antes de se destacar da CB e migrar para norte, em abril e maio de 2013. As linhas brancas são as isóbatas de 200 m e 1000 m.

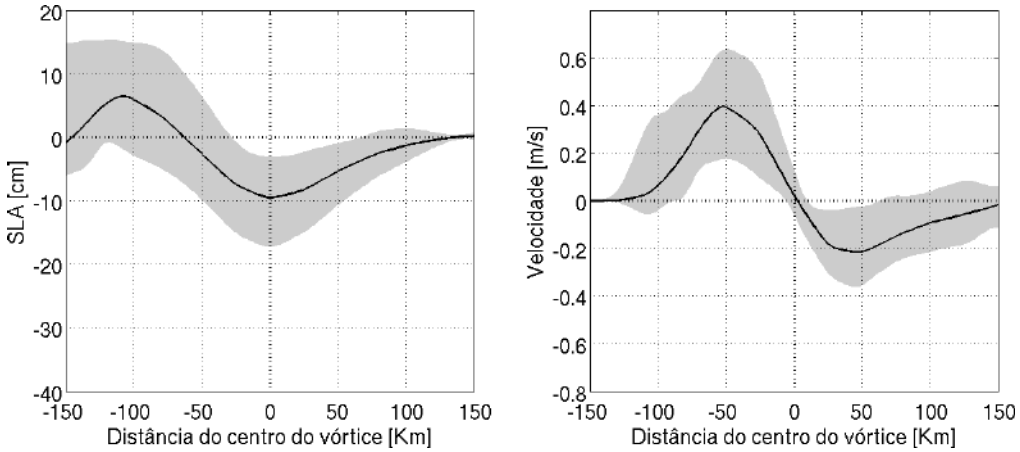

Figura 7.8: Estrutura em superfície do vórtice 22. Painel esquerdo: AASM obtida no eixo zonal dos vórtice. Painel direito: velocidade geostrófica obtida no eixo zonal dos vórtice. As linhas pretas representam as amplitude e velocidade médias. A sombra em cinza demarca a variação observada considerando-se todo o período de rastreamento do vórtice, ou seja, as amplitudes e velocidades mínimas e máximas.

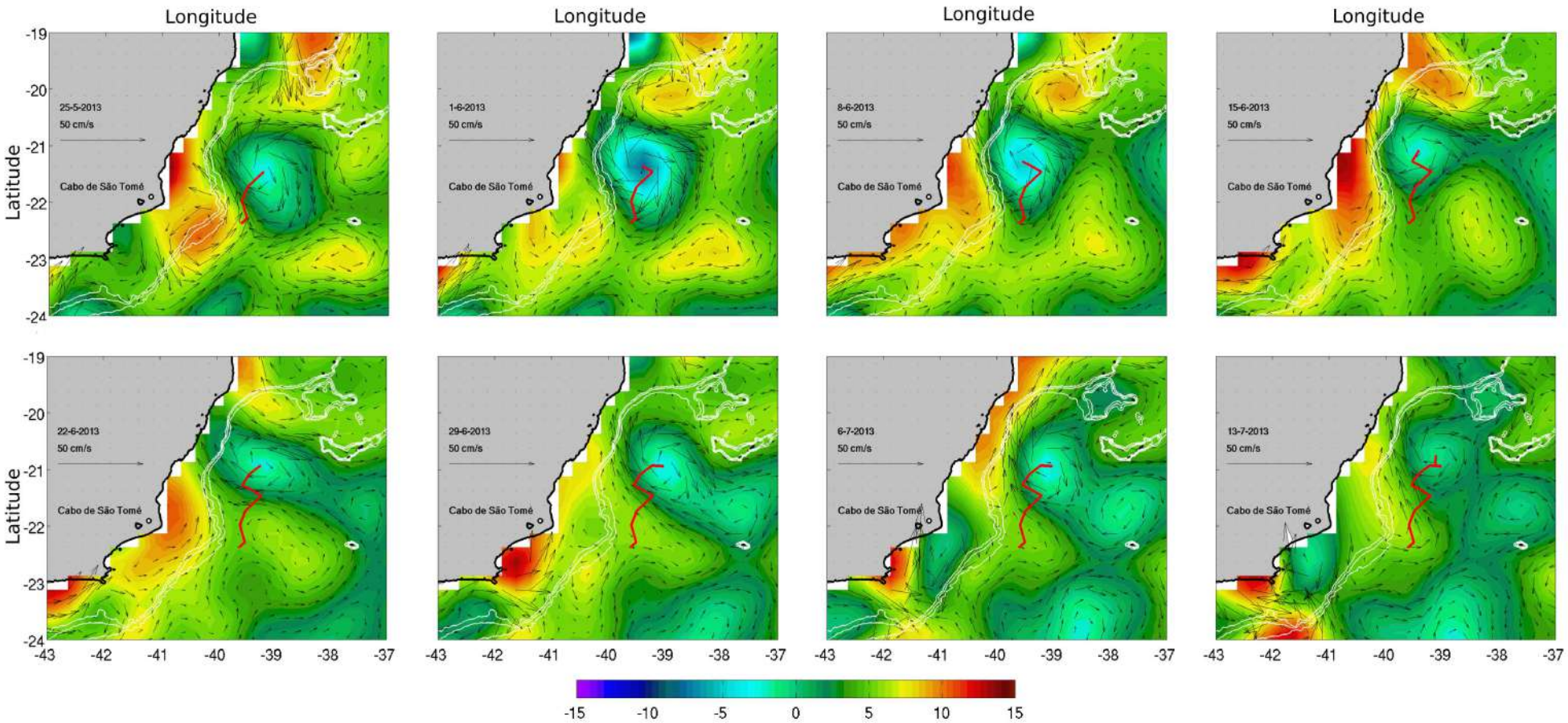

Figura 7.9: Sequência de mapas de AASM (em cm) sobreposta às velocidades geostróficas superficiais (em cm/s) que mostram a trajetória para norte do vórtice 22 (linha vermelha), após se destacar da CB, em maio, junho e julho de 2013. As linhas brancas são as isóbatas de 200 m e 1000 m.

7.3 Vórtice 21 (outubro 2012)

Na primeira quinzena de outubro de 2012 (Tabela 6.1 e 6.2) observa-se nos mapas de AASM o sinal da circulação fechada gerada pelo meandramento da CB (Figura 7.10, painel esquerdo). Em meados de outubro, o vórtice é evidente e observado também nas imagens de TSM (Figura 7.10 painel direito). As sequências de imagens de TSM mostram um intenso núcleo frio associado a estrutura vortical.

Entre 16 e 28 de outubro, foi possível observar nas imagens de TSM o núcleo frio desprender-se progressivamente da frente térmica da CB como um vórtice isolado. Ao mesmo tempo observa-se nos mapas de AASM a intensificação da depressão que marca a assinatura do vórtice. Cerca de duas semanas após destacar-se a depressão atinge a máxima de 18 cm (Figura 7.12, painel esquerdo). Nesse estágio a velocidade tangencial do vórtice chegou a atingir 0,5 m/s, máxima velocidade observada (Figura 7.12, painel direito). O núcleo frio perde assinatura térmica (não mostrado), devido a trocas de calor com a atmosfera, pouco tempo depois.

Após o desprendimento da corrente, o vórtice deslocou-se para sul por cerca de dois meses até perder completamente a assinatura próximo de 24,5°S. Durante toda essa trajetória, o vórtice foi rastreado nos dados de altimetria (Figura 7.11) como uma feição coerente e aproximadamente circular, com contornos fechados de AASM e do parâmetro Okubo-Weiss bem definidos. Como nos casos anteriores, o parâmetro Chelton foi sempre maior que 1.

Dados coletados *in situ* próximo a região de formação também permitiram investigar a estrura vertical de massa e velocidade geostrófica deste vórtice. Próximo a região de origem e pouco antes de ser observado seu completo desprendimento da corrente (fim de outubro), uma seção de XBT (Figuras 6.5 e 7.13) em alta densidade cruzou o vórtice a 26 km noroeste do seu centro. A máxima deformação das isotermas foi observada próximo a 160 m de profundidade. Em superfície, percebe-se um sinal de águas mais frias na região central, dentro da camada de mistura de aproximadamente 70 m espessura.

A seção de XBT indicou que o vórtice exerceu influência até pelo menos 800 m de profundidade. A estrutura vertical de velocidade geostrófica (Figura 6.5, painel direito) descreveu um vórtice com superfície intensificada e aproximadamente assimétrico, com ramo oeste um pouco mais profundo (cerca de 80 m). Os dois ramos

foram intensos apresentando velocidades máximas geostróficas próximo a superfície atingiram cerca de 0,8 m/s.

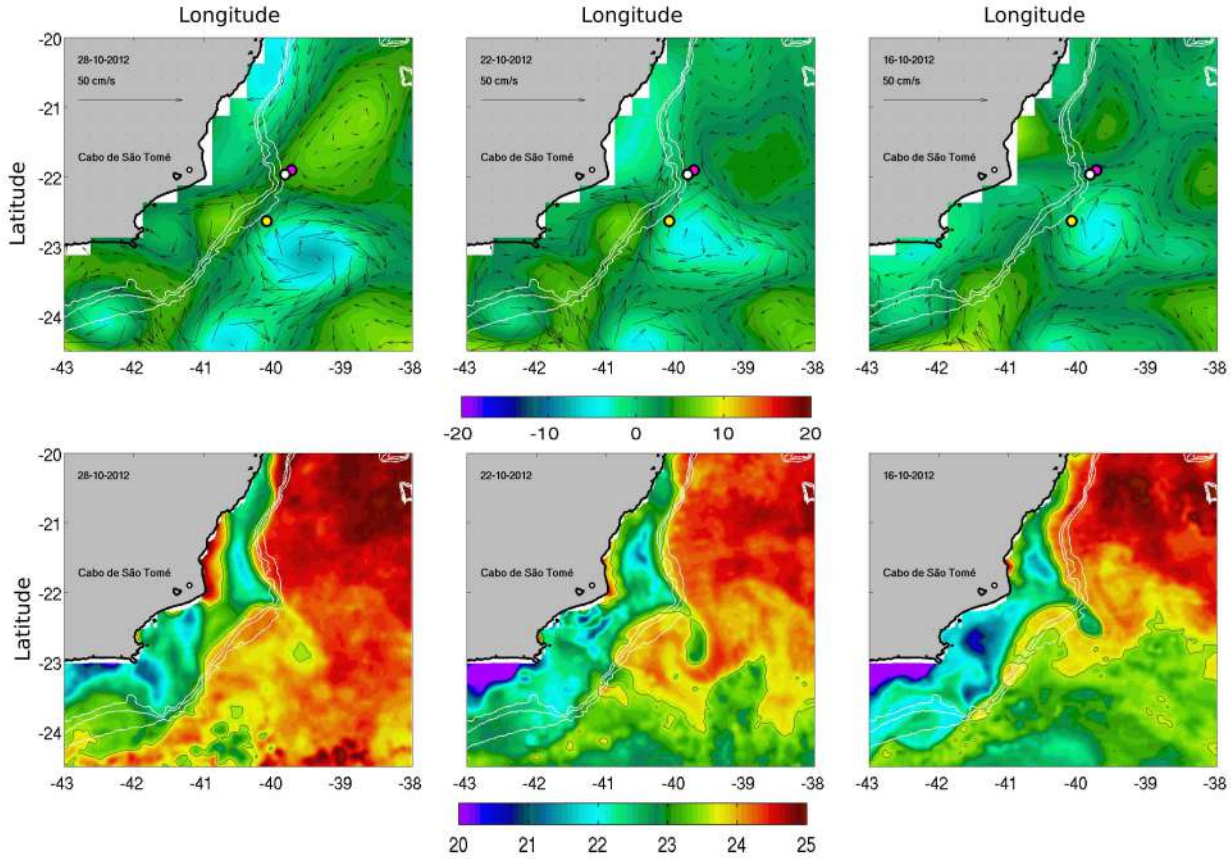

Figura 7.10: Mapas de AASM (em cm) sobrepostos a velocidade geostrófica superficial (em cm/s) e imagens de TSM do vórtice 21 em outubro de 2012. As linhas brancas são as isóbatas de 200, 500 e 1000 m. Nos mapas de AASM os pontos em amarelo, magenta e branco mostram a posição respectivamente dos fundeios de ADCP F7, F3 e F4.

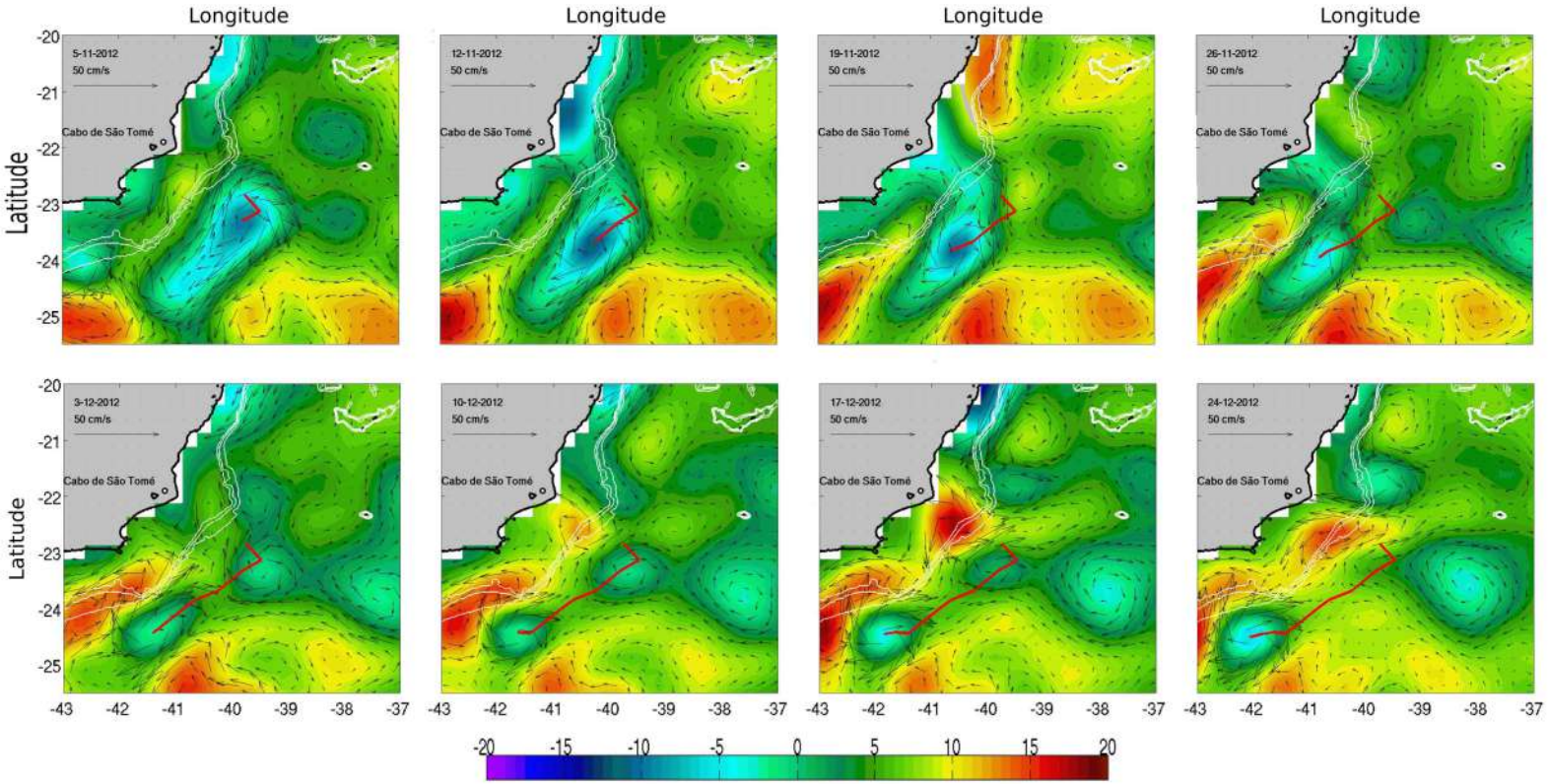

Figura 7.11: Mapas de AASM (em cm) sobrepostos a velocidade geostrófica superficial (em cm/s) e a trajetória para sul do vórtice 21, após se destacar da CB, em novembro e dezembro de 2012 até aproximadamente 24,5° S. As linhas brancas são as isóbatas de 200, 500 e 1000 m. A linha vermelha mostra a trajetória percorrida pelo centro do vórtice.

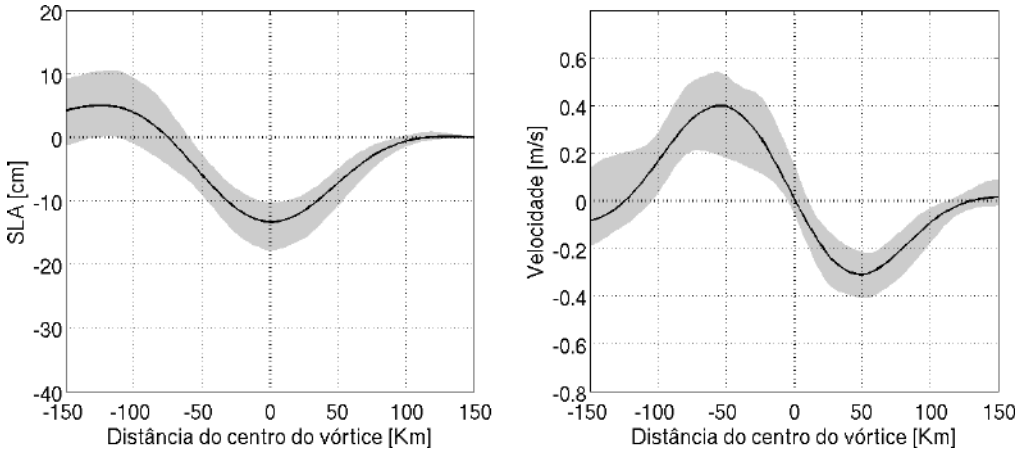

Figura 7.12: Estrutura em superfície do vórtice 21. Painel esquerdo: anomalia de altura da superfície do mar obtida no eixo zonal dos vórtice. Painel direito: velocidade geostrófica obtida no eixo zonal dos vórtice. As linhas pretas representam as amplitude e velocidade médias. A sombra em cinza demarca a variação observada considerando-se todo o período de rastreamento do vórtice, ou seja, as amplitudes e velocidades mínimas e máximas.

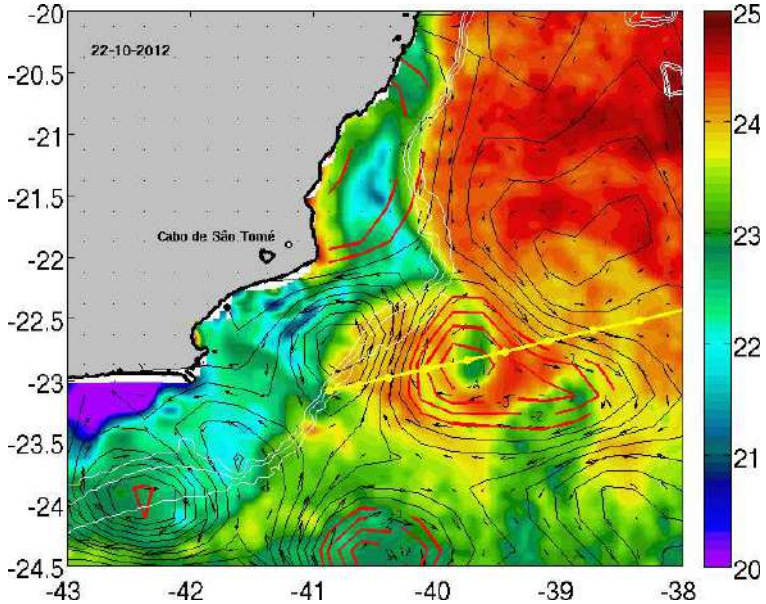

Figura 7.13: Seção de XBT AX97 (pontos tracejados amarelos) realizada em outubro de 2012 sobreposta a imagem de TSM e o campo de AASM (contornos fechados a cada 1 cm) do dia 22/10/2012 (dia da amostragem).

Os dados coletados pelo fundeio F7 amostraram a estrutura vertical de velocidade da corrente de setembro a novembro de 2012 até pelo menos 900 m de profundidade (Figura 7.10, ponto amarelo). Neste período observou-se a passagem da borda oeste da estrutura vortical sobre o fundeio e, como observado nos dados coletados durante o desenvolvimento do vórtice 15, o sinal da passagem da feição foi marcado por uma inversão na corrente desde a superfície até 400 m, registrando-se dessa forma, uma

coluna d'água que moveu-se até pelo menos 900 m na mesma direção, norte. Neste período porém, aqui a intensidade da velocidade paralela a costa não ultrapassou 0,2 m/s nos primeiros 400 m de profundidade (Figura 5.4). Imediatamente anterior ao evento de inversão, observou-se uma intensificação da componente para sul em superfície com intensidades que chegaram a atingir 0,6 m/s que, pela data, pode ser associado ao meandramento da CB que originou o vórtice.

Outros dois fundeios de ADCPs registraram a corrente na região de formação dos vórtices do Cabo de São Tomé durante o desenvolvimento do vórtice 21. Apesar de posicionarem-se marginalmente em relação ao vórtice (Figura 7.10, painel esquerdo), os fundeios F3 e F4 capturam um sinal, ainda que fraco (inversão do fluxo em profundidade para sul, Figura 7.14), coincidente ao período de desenvolvimento da feição. Possivelmente, este não corresponde diretamente ao vórtice, mas demonstra o impacto da feição sobre o fluxo da corrente local. Neste ponto, observou-se em superfície uma aproximação da frente térmica da CB à linha de costa. Com a migração para sul o fluxo padrão foi restabelecido (sistema CB-CCI).

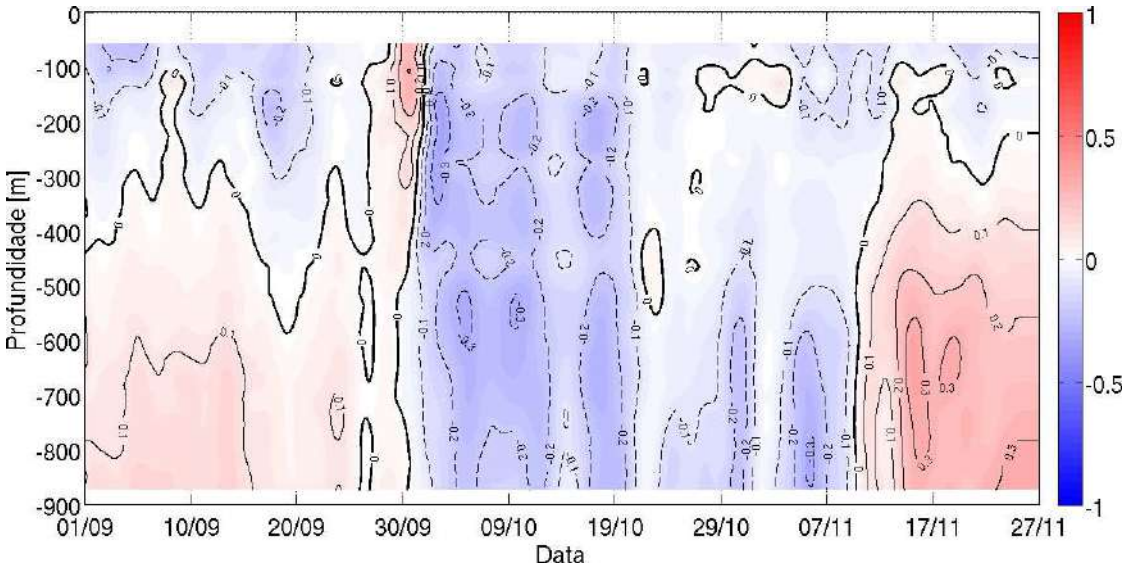

Figura 7.14: Perfil de velocidade paralela a linha de costa da corrente obtida *in situ* pelo fundeio F3, até a profundidade de 900 m, nos meses de setembro a novembro de 2012, ao largo do Cabo de São Tomé. Os valores negativos (azul) de velocidade representam a direção sul enquanto que os valores positivos (vermelho) representam a direção norte.

Capítulo 8

Conclusões

A partir da análise integrada de longas séries temporais de velocidade da corrente, dados obtidos *in situ* por XBT e perfiladores ARGO, e por sensoriamento remoto foi possível investigar temporalmente e espacialmente, na superfície e em profundidade, a variabilidade de mesoescala da CB, porção superior da CCI e 22 vórtices gerados por essa corrente ao largo do Cabo de São Tomé, no período de 01/01/05 a 31/12/12.

Em superfície os processos de mesoescala da CB foram investigados a partir da quantificação espacial e temporal da variabilidade da frente térmica interna da CB. Este estudo foi baseado na análise de imagens e séries temporais de TSM extraídas de 01/01/05 a 31/12/12 ao longo de uma seção transversal ao fluxo principal da corrente. Resultados mostraram que a posição média da frente térmica da CB foi de aproximadamente 100 $\pm$ 31 km distante da costa, posicionando-se sobre o talude continental, sendo esta posição reflexo da formação recorrente de meandros e vórtices.

O diagrama Hovmöller das séries temporais de TSM possibilitou a observação da evolução da posição desta frente. A quantificação dos eventos de grandes deslocamentos mostrou que aproximadamente 77% dos picos na posição da frente térmica da CB foram associados a formação de vórtices. A análise espectral desta série revelou um pico de densidade espectral no período centrado em aproximadamente 100 dias e uma faixa entre 40 e 60 dias. Os resultados são os primeiros a mostrarem uma periodicidade relacionada a mesoescala da CB, que também foi observada em dados de velocidade da corrente medida *in situ* em um ponto coincidente a seção transversal.

Duas séries temporais de velocidade transversal a linha de costa, uma representativa da CB e outra da CCI, coletadas no período de 30/08/09 a 25/11/12 exibiram pico significativo de densidade espectral nos períodos centrados em 70 e 80 dias, respectivamente. Para fins comparativos, foi realizada uma nova análise espectral da série da posição da frente térmica da CB, desta vez porém, para um período menor, o mesmo da coleta de dados de velocidade. A análise mostrou o pico de densidade espectral centrado entre 80 e 90 dias. A diminuição no período do pico observado, relacionou-se a uma maior frequência de ocorrência de eventos de grandes deslocamentos da frente térmica da CB no menor período analisado.

A partir da análise espectral cruzada, foi observada uma alta coerência entre as séries de velocidade transversal da CB e CCI e a posição da frente térmica no período entre 70 e 100 dias. Esta coerência foi associada a formação de vórtices do Cabo de São Tomé. Considerando esta periodicidade estima-se em média a formação de 4 grandes meandros a cada ano na região. Os resultados mostraram ainda que o período entre 40 e 60 dias, observado somente na série de posição da frente térmica, relacionou-se ao processo de meandramento da CB.

Visando investigar a estrutura espacial bimodal da CB, determinou-se o deslocamento da frente térmica interna da corrente também ao largo de Cabo Frio. As séries obtidas em Cabo de São Tomé e em Cabo Frio foram comparadas e os resultados mostraram que, apesar da baixa correlação ($\sim$ 0,03), os resultados da análise espectral cruzada mostraram que existe uma alta coerência entre as séries em faixas de períodos relacionados ao meandramento da corrente (45 a 60 dias) e formação de vórtices (90 a 100 dias). Observou-se ainda que o meandramento é mais frequente em Cabo de São Tomé que em Cabo Frio.

Ao longo dos 9 anos de dados analisados, a presença da feição bimodal da CB foi observada. Foi formada pelo meandramento mútuo em Cabo de São Tomé e Cabo Frio, e em outros também pela formação de vórtices. Entretanto, em outros momentos foi inexistente. Sua ocorrência foi maior durante a formação de meandros do que de vórtices. Os resultados indicam que a propagação para sul do sinal observado em Cabo de São Tomé ocorre mais facilmente quando não se forma a estrutura vortical. Desta forma, sugere-se que durante sua formação, ao drenar energia do campo médio, o vórtice pode interromper a propagação da onda

vorticidade.

Em profundidade, a variabilidade de mesoescala gerada no sistema CB-CCI pela formação e desenvolvimento de meandros e vórtices do Cabo de São Tomé foi quantificada com base nos dados de velocidade da corrente medidos por 8 ADCPs fundeados na quebra da plataforma continental e talude continental da bacia de Campos. Nos perfis de velocidade da corrente paralela a linha de costa, representativos do fluxo médio, observou-se a CB na porção superior da coluna d'água, até a profundidade máxima de 400 m, fluindo para sul sobre o fluxo bem definido da CCI para norte. O forte cisalhamento vertical da corrente indicou a existência de uma componente baroclínica de primeiro modo predominante no fluxo médio do sistema.

Este padrão refletiu a presença do sistema CB-CCI nos pontos analisados. Sempre que ocorreu o desenvolvimento de fortes meandros e vórtices este padrão foi alterado. O início do processo de instabilização da corrente foi marcado em superfície principalmente pela intensificação do fluxo da CB. A formação de vórtices ocasionou a inversão para norte do fluxo da corrente, em superfície, e como consequência observou-se o fluxo ao longo da coluna d'água fluindo na mesma direção. A influência da estrutura vortical foi observada até a máxima profundidade de velocidade amostrada, 900 m. O sistema CB-CCI na região exibiu alta variabilidade.

A análise de EOF dos dados de velocidade da corrente indicou uma possível associação do primeiro modo estatístico a uma componente barotrópica importante da perturbação. A variabilidade tanto do sistema CB-CCI quanto da estrutura dos meandros/vórtices teve uma contribuição dominante desse primeiro modo (superior a 70% em todos os pontos de análise). O forte decaimento da amplitude do primeiro modo com o aumento da profundidade indicou a existência de uma contribuição baroclínica.

Os resultados mostraram que a intensa atividade de mesoescala gerada pela CB ao largo do Cabo de São Tomé exerceu uma variabilidade significativa no sistema CB-CCI também em termos energéticos. Picos tanto no nível da energia cinética integrada total quanto na energia cinética integrada da perturbação foram correlacionados aos períodos de formação de grandes meandros e vórtices da CB.

Em média a corrente em 3 dos 5 pontos analisados, fundeios F3, F5 e F7,

foi energeticamente mais barotrópica que baroclínica, tanto em energia cinética integrada da perturbação (BT = 72,43 %, 55,9% e 56,81%, respectivamente) quanto na energia cinética integrada total (BT = 65,12 %, 52,49% e 52,28%, respectivamente). A distribuição da energia entre os modos barotrópico e baroclínico foi alterada durante a formação de vórtices. Os resultados mostraram que o sistema CB-CCI tornou-se mais barotrópico conforme ocorreu a formação dos vórtices. A contribuição barotrópica foi maior na energia cinética integrada da perturbação do que na energia cinética integrada total. Esta maior barotropicidade está associada à interação de feições de mesoescala com o sistema CB-CCI.

Uma vez que, todas as análises mostraram a grande influência exercida pela formação de vórtices na variabilidade de mesoescala do sistema CB-CCI fez-se necessário o entendimento da estrutura destas feições. Deve-se destacar o longo período e a grande diversidade das bases de dados (velocidade da corrente, XBT, TSM, AASM e clorofila-a) pelas quais foram investigados o comportamento e as características estruturais de 22 vórtices ocorridos ao longo dos 9 anos de dados coletados. Para o nosso conhecimento, esta foi a primeira vez em que um número significativo de vórtices do Cabo de São Tomé, foi contabilizado, e rastreado por um longo período de tempo. Esta contabilização foi apresentada em MILL *et al.* (2015).

Cerca de um quarto dos vórtices observados (seis vórtices), se destacaram como anéis isolados, menos de um por ano, em média, e deste total dois terços migraram para o norte. Um comportamento, por conseguinte, que não pode ser considerada anormal, embora a amostra seja demasiada pequena para definir um padrão dominante. Os 16 restantes não chegaram a ser emitidos, comportando-se como vórtices frontais sendo posteriormente reabsorvidos.

A comparação entre as características em superfície entre vórtices emitidos e frontais mostrou que em média os primeiros foram mais duradouros (tempo de vida médio de 82 $\pm$ 4 dias), maiores (diâmetro médio de $\sim$ 104 $\pm$11 km) e tiveram maior velocidade de translação (média de 5,7 $\pm$ 0,5 km/dia). Os vórtices frontais, de tempo de vida médio de 22 $\pm$ 15 dias, diâmetro médio de $\sim$ 89 $\pm$9 km e velocidade de translação de 4,5 $\pm$ 1,6 km/dia, exibiram maior não linearidade (69% apresentaram o parâmetro de Chelton $U/C > 5$). As maiores amplitude e velocidade geostrófica tangencial máxima foram observadas nos vórtices emitidos,

-38 cm e 0,7 m/s, respectivamente. Nos vórtices frontais observou-se valores médios menores, de -33 cm e 0,6 m/s respectivamente. Entretanto, considerando a grande variação dos valores dos parâmetros analisados dentro de cada grupo e que as diferenças encontradas nos valores médios não foram significativas (com exceção do tempo de vida), observou-se que não existiu, em termos de características estruturais em superfície, diferenças entre vórtices emitidos e frontais que explicasse o despreendimento ou não de um vórtice gerado pela CB em Cabo de São Tomé. Em termos globais, as análises das seções de AASM indicaram que os vórtices observados foram particularmente intensos quando comparados as médias apresentadas por CHELTON *et al.* (2011).

A partir de seções de XBT, foi analisada a estrutura vertical em termos de massa, velocidade e energia de 7 vórtices: 2 que migraram para norte, 1 para sul e 4 que permaneceram na corrente como vórtices frontais. De forma geral, apresentaram fortes gradientes térmicos horizontais e influenciaram o padrão de circulação até pelo menos a porção superior da CCI. Na maioria das seções foi possível observar uma clara assinatura térmica em superfície. Isto foi favorecido pelo fato das mesmas terem sido amostradas próximo a região de formação. A estrutura vertical de velocidade geostrófica mostrou uma forte assimetria na grande maioria dos vórtices. Pelo menos 5 dos 7 analisados exibiram ramo leste intensificado (velocidades meridionais negativas) e alcançando maiores profundidades. Assim como no vórtice de Vitória, observado por SCHMID *et al.* (1995), especula-se que esta assimetria seja causada pela presença do escoamento da CB.

Em termos de energia, notou-se uma significativa diferença (uma ordem de grandeza) principalmente na quantidade de EC. Essas diferenças podem estar associadas às diferenças nas amostragens, uma vez que elas podem ter sido feitas em diferentes estágios de formação do vórtice, ou cruzá-lo em locais diferentes da sua estrutura. No entanto, os 7 vórtices foram mais energéticos se comparados ao vórtice de Vitória observado por SCHMID *et al.* (1995). Esta foi a primeira quantificação da energia realizada para os vórtices do Cabo de São Tomé. A energia associada ao vórtice 15 foi apresentada em MILL *et al.* (2015) assim como as primeiras evidencias encontradas na literatura sobre a migração para norte dessas feições.

SUTYRIN e GRIMSHAW (2009) usam um modelo barotrópico generalizado para

investigar a interação com o contorno de vórtices isolados sobre a influência de diferentes parâmetros. Dada a anomalia de vorticidade potencial inicial no núcleo do vórtice, oito parâmetros adimensionais foram investigados: a amplitude da anomalia, o tamanho do vórtice em relação ao número de Burger (B), a intensidade do vórtice em relação a velocidade de deslocamento β (Q), a distância inicial, declividade e largura da plataforma/talude continental, o número de Ekman para o atrito de fundo sobre a plataforma, e a difusão por momento lateral. Os resultados mostraram que a interação vórtice-plataforma continental foi mais sensível a intensidade e tamanho do vórtice do que para os outros parâmetros.

É certo, todavia que no caso dos vórtices do Cabo de São Tomé, pelo menos com base nos resultados obtidos pelas análises do mapas de AASM, não houve diferença significativa entre os vórtices que se deslocaram para o norte ou para sul. A depressão média dos campos de AASM nos vórtices que migraram para norte variou de $\sim$ 10 cm (vórtice 22) a $\sim$ 20 cm (vórtice 15) enquanto que os vórtices que migraram para sul tiveram média de $\sim$ 13 cm (vórtice 21) e $\sim$ 30 cm (vórtice 17). Em termos de máxima velocidade observada foram igualmente intensos, $\sim$ 0,65 m/s (vórtice 22) para vórtices que migraram para norte e $\sim$ 0,7 m/s (vórtice 17) para os que migraram para sul. Quanto ao diâmetro médio, nos vórtices que migraram para norte o valores variaram de $\sim$ 91 $\pm$16 km, vórtice 31, a $\sim$ 118 $\pm$23 km, vórtice 15. Os vórtices que migraram para sul tiveram diâmetros médios de $\sim$ 105 $\pm$19 km (vórtice 21) e $\sim$ 117 $\pm$23 km (vórtice 17) (veja tabela 6.2).

Apesar dos dados disponíveis não serem suficientes para determinar quais foram os processos que causaram a migração para norte dos vórtices do Cabo de São Tomé identificados neste estudo, foi possível, com base na literatura, levantar algumas hipóteses. Se por um lado, os vórtices 15 e 22 são fortemente baroclínicos (Figuras 6.6 e 6.4), estes também possuem uma forte componente barotrópica que faz com que a influência destas feições seja mais profunda do que a profundidade máxima observada da CB. Os dados, no entanto, não dão nenhuma indicação quanto ao fluxo próximo do fundo porém, como pôde ser visto nas Figuras 7.1, 6.6 e 6.4, a circulação ciclônica associada aos vórtices estiveram presentes muito abaixo de 400 m, interagindo muito provavelmente com o fluxo para norte da CCI. É possível, portanto, que a migração para o norte, do Cabo de São Tomé para o Embaiamento

de Tubarão foi, pelo menos em uma parte, conduzida por esse fluxo subsuperficial para norte, semelhante ao descrito por ARRUDA *et al.* (2013). Entretanto, os vórtice 17 e 30 migraram para sul mesmo apresentando assinatura até profundidades de fluxo da CCI (Figura 6.5). Enquanto o vórtice 21 se destacou em águas mais profundas (Figuras 7.10 e 5.4), provavelmente não sofreu influência da CCI, o vórtice 17, transladou por águas rasas e talvez, não se separou totalmente do fluxo para sul da CB.

Por outro lado, a interação do vórtice com o contorno também pode ocasionar a migração para norte do vórtice. Próximo ao contorno (neste caso, talude continental) três subprocessos determinam a migração meridional de um vórtice: o efeito imagem, a vorticidade e o efeito "foguete". No hemisfério sul, o primeiro deles, o chamado efeito imagem, empurrara o vórtice ciclônico em direção ao norte, pois próximo ao contorno existe uma tendência das linhas de corrente se ajustarem a forma do contorno e se tornarem meridionais. Isso ocorre quando o vórtice "vê" sua imagem atrás da parede vertical. Por advecção mútua, esta imagem implica numa migração para norte, do vórtice ciclônico. O segundo, é a tendência dos vórtices ciclônicos de serem conduzidos em direção ao sul pela vorticidade. Devido a variação latitudinal do parâmetro de Coriolis, a força de Coriolis na parte norte do vórtice é maior, resultando numa força direcionada para sul que em oceano aberto é balanceada pelo deslocamento do vórtice para oeste. Quando o vórtice colide com o talude, por exemplo, seu deslocamento para oeste diminui, já não existindo mais um balanço e então ocorre a aceleração do vórtice para sul. O terceiro subprocesso é o efeito "foguete". Após a colisão de um vórtice ciclônico com o talude, por exemplo, parte do fluido interior escoa para norte ao longo do contorno formando um fino jato. Como um "foguete", esse jato puxa o vórtice em direção ao norte (NOF, 1999; SANSÓN *et al.*, 1998; SHI e NOF, 1994). A base de dados diponível não permitiu avaliar a influência do contorno no comportamento migratório do vórtice do Cabo de São Tomé.

Por fim, a análise integrada entre as características em superfície acompanhadas por sensoriamento remoto e a estrutura vertical dos vórtices observada nos dados medidos *in situ* não permitiu concluir quais os processos atuam na definição do desprendimento ou não dos vórtices do Cabo de São Tomé e a posterior migração

dos anéis. A interação dos vórtices com fluxo para norte da CCI é uma das possíveis causas da migração para norte destes vórtices.

Referências Bibliográficas

ARRUDA, W. Z., CAMPOS, E. J. D., ZHARKOV, V., et al., 2013, "Events of equatorward translation of the Vitoria Eddy", *Continental Shelf Research*, v. 70, pp. 61–73.

AVISO, 2013. "SSALTO/DUACS User Handbook: (M)SLA and (M)ADT Near-Real Time and Delayed Time Products". .

BELKIN, I., 2002, *Interdisciplinary Encyclopedia of Marine Sciences*, v. 3. Grolier Academic Reference.

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

BELKIN, I., CORNILLON, P. C., KENNETH, S., 2009, "Fronts in the World Ocean's Large Marine Ecosystems", *Progress In Oceanography*, v. 81, pp. 223–236.

BENTZ, C. M., LORENZZETTI, J. A., KAMPEL, M., 2004, "Multi-sensor synergistic analysis of mesoscale oceanic features: Campos Basin, south-eastern Brazil", *International Journal of Remote Sensing*, v. 25, n. 11, pp. 4835–4841.

BOEBEL, O., ROSSBY, T., LUTJEHARMS, J. R. E., et al., 2003, "Path and variability of the Agulhas Return Current." *Deep Sea Research*, v. II 50, pp. 35–56.

BOEBEL, O., DAVIES, R., OLLITRAULT, M., et al., 1999, "The intermediate depth circulation of the Western South Atlantic." *Geophysical Research Letters*, v. 26, n. 21, pp. 3329–3332.

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

CALADO, L., SILVEIRA, I., GANGOPADHYAY, A., et al., 2010, "Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22 S, Brazil)." *Continental Shelf Research*, pp. 1181–1188.

CALADO, L., 2006, *Dinâmica da interação da atividade de meso-escala da Corrente do Brasil com o fenômeno da ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, RJ.* Tese de Doutorado.

CAMPOS, E. J. D., GONÇALVES, J., IKEDA, Y., 1995, "Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: Summer of 1991." *Journal of Geophysical Research*, v. 100, n. C9 (September), pp. 18537–18550.

CARVAL, T., KEELEY, R., TAKATSUKI, Y., et al., 2015, *Argo user's manual V3.2.*

CASTELÃO, M. R., BARTH, J. A., 2006, "Upwelling around Cabo Frio, Brazil: the importance of wind stress curl", *Geophysical Research Letters*, pp. 3329–3332.

CASTRO, B. M., LORENZZETTI, J. A., SILVEIRA, I. C. A., et al., 2006, *Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) eo Chuí (RS).* Editora da Universidade de São Paulo.

CHAIGNEAU, A., GIZOLME, A., GRADOS, C., 2008, "Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns", *Progress In Oceanography*, v. 79, n. 2-4, pp. 106–119. doi: 10.1016/j.pocean.2008.10.013.

CHELTON, D. B., SCHLAX, M. G., SAMELSON, R. M., 2011, "Global observations of nonlinear mesoscale eddies", *Progress in Oceanography*, v. 91, pp. 167–216.

CHELTON, D. B., SCHLAX, M. G., SAMELSON, R. M., et al., 2007, "Global observations of large oceanic eddies." *Geophysical Research Letters*, v. 34. doi: 10.1029/2007GL030812.

CHEN, G., HOU, Y., CHU, X., 2011, "Mesoscale eddies in the South China Sea: mean properties, spatiotemporal variability, and impact on thermohaline structure", *Journal Geophysical Research Oceans*, v. 116, pp. C06018.

CHIN, M., VAZQUEZ, J., ARMSTRONG, E., et al., 2010, "Algorithm Theoretical Basis Document: Multi-scale, Motion-compensated Analysis of Sea Surface Temperature", .

CUSHMAN-ROISIN, B., 1994, *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics.* Prentice Hall.

DEFANT, A., 1941, "Die absolute Topographie des physikalischen Meeresniveaus und der Druckflächen, sowie die Wasserbewegungen im Raum des AÜantischen Ozean", *Meteor Werk*, v. 6(2), pp. 191–250. Meeresniveaus un der Druckflachen, sowie die Wasserbewegungen im Atl. Ozean.

EDWARDS, C. R., SEIM, H. E., 2008, "Complex EOF Analysis as a Method to Separate Barotropic and Baroclinic Velocity Structure in Shallow Water", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 25, pp. 808–821.

EMERY, W. J., THOMSON, R. E., 1998, *Data Analysis Methods in Physical Oceanography.* Pergamon.

EMILSON, I., 1961, "The shelf and coastal waters off Southern Brazil", *Bolm Instituto oceanográfico*, v. 17(2), pp. 101–112. São Paulo.

EVANS, D., SIGNORINI, S. R., 1985, "Vertical structure of the Brazil Current", *Nature*, v. 315, pp. 48–50.

FERNANDES, A., SILVEIRA, I. C. A., CALADO, L., et al., 2009, "A two-layer approximation to the Brazil Current–Intermediate Western Boundary Current System between 20°S and 28°S", *Ocean Modelling*, v. 29, pp. 154–158.

FU, L.-L., ZLOTNICKI, V., 1989, "Observing oceanic mesoscale eddies from Geosat altimetry: Preliminary results." *Geophysical Research Letters*, v. 16, n. 5, pp. 457–460.

GARFIELD, N., 1990, *The Brazil Current at subtropical latitudes.* Tese de Doutorado, University of Rhode Island.

GARZOLI, S. L., RICHARDSON, P. L., RAE, C. M. D., et al., 1999, "Three Agulhas rings observed during the Benguela Current Experiment." *Journal of Geophysical Research*, v. 104, n. C9 (September), pp. 20971–20985.

GORDON, A. L., 1986, "Interocean exchange of Thermocline water", *Journal of Geophysical Research*, v. 91C, pp. 5037–5046.

GUERRA, L. A. A., 2012, *Vórtices das Agulhas colidem com a Corrente do Brasil?* Tese de Doutorado, COPPE/UFRJ.

HENSON, S. A., THOMAS, A. C., 2008, "A census of oceanic anticyclonic eddies in the Gulf of Alaska", *Deep Sea Research I*, v. 55(2), pp. 163–176.

JOHNS, W. E., 1988, "One-dimensional baroclinically unstable waves on the Gulf Stream potencial vorticity gradient near cape Hatteras." *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v. 115, pp. 323–350.

KAIHATU, J. M., HANDLER, R. A., MARMORINO, G. O., et al., 1997, "Empirical orthogonal Function Analysis of Ocean Surface Currents Using Complex and Real-Vector Methods", *American Meteorological Society*, (august), pp. 927–941.

KUNDU, P. K., 1990, *Fluid Mechanics*. Academic Press.

KUNDU, P. K., ALLEN, J. S., SMITH, R. L., 1975, "Modal Decomposition of the Velocity Field near the Oregon Coast", *Journal of Physical Oceanography*, pp. 683–704.

LE TRAON, P.-Y., Y., F., HERNANDEZ, F., et al., 2003, "Can we merge GEOSAT Follow-On with TOPEX/Poseidon and ERS-2 for an im- proved description of the ocean circulation?" *Journal of atmospheric and oceanic technology*, v. 20, n. 6, pp. 889–895.

LEBLOND, P. H., MYSAK, L. A., 1978, *Waves in the ocean*. Elsevier.

LEE, T. N., ATKINSON, L., LEGECKIS, R., 1981, "Observations of a Gulf stream frontal eddy on the Georgia continental shelf", *Deep Sea Research*, v. 28, n. A, pp. 347–378.

LEGEAIS, J. F., OLLITRAULT, M., ARHAN, M., 2013, "Lagrangian Observation in the Intermediate Western Boundary Current of the South Atlantic." *Deep-Sea Research*, v. Part II, pp. 109–228. Die stratosphare des Atlantischen Ozeans. Wiss Ergebn. Deutsch.

LIMA, M. O., CIRANO, M., MATA, M. M., et al., 2016, "An assessment of the Brazil Current baroclinic structure and variability near 22° S in Distinct Ocean Forecasting and Analysis Systems", *Ocean Dynamics*, v. 66, pp. 893–916.

LIMA, N. D., 2008, "Estudo da variabilidade dos sinais da Corrente do Brasil na região da Bacia de Campos." Monografia (Graduação em Oceanografia). Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro.

LIMA, N. D., 2011, "A estrutura vertical do Sistema Corrente do Brasil-Corrente de Contorno Intermediária ao largo do Cabo de São Tomé." Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) - COPPE - Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 87 f.

LIMA, N. D., GABIOUX, M., GUERRA, L. A. A., et al., 2013, "Brazil current eddy activity near cape São Tomé based on direct ADCP data measurements from 2006 to 2012." Cancun. Meeting of the Americas.

LORENZ, E., 1956, *Empirical Orthogonal Functions and Statistical Weather Prediction.* Statistical Forecasting Project 1, Departament of Meteorology, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.

LORENZZETTI, J. A., STECH, J. L., MELLO FILHO, W. L., et al., 2009, "Satellite observation of Brazil Current inshore thermal front in the SW South Atlantic: Space/time variability and sea surface temperatures. ", *Continental Shelf Research*, v. 9, n. 17, pp. 2061–2068.

MANO, M., PAIVA, A., TORRES JR, A., et al., 2009, "Energy Flux to a Cyclonic Eddy off Cabo Frio, Brazil", *Journal of Physical Oceanography*, v. 39, pp. 2999–3010.

MASCARENHAS, A., MIRANDA, B., ROCK, Y., 1971, "A study of the oceanographic conditions in the region of Cabo Frio", *Fertility in the Sea*, v. 1, pp. 285–308.

MILL, G. N., COSTA, V. S., LIMA, N. D., et al., 2015, "Northward migration of Cape São Tomé rings, Brazil", *Continental Shelf Research*, v. 106, pp. 27–37.

MIRANDA, L. B., 1985, "Forma de correlação T-S de massas de água da região costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP), Brasil", *Boletim do Instituto Oceanográfico.*

MOREIRA, J. R. G. B., 1997, *Correntes na plataforma externa e talude ao largo de Santos: observações no verão 1993.* Tese de Mestrado, Universidade de São Paulo.

MULLER, T. J., IKEDA, Y., ZANGENBERG, N., et al., 1998, "Direct measurements of the western boundary currents off Brazil between 20ºS and 28ºS", *Journal of Geophysical Research*, v. 103, pp. 5429–5437.

NOAA, 2013. "High Density XBT Transects: AX97". Disponível em: <http://www.aoml.noaa.gov/phod/hdenxbt/index.php>.

NOF, D., 1999, "Strange encounters of eddies with walls", *Journal of Marine Research*, v. 57, pp. 739–761.

OKUBO, A., 1970, "Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences", *Deep Sea Research*, v. 17, n. 3, pp. 445–454.

OLSON, D. B., EVANS, R. H., 1986, "Rings of the Agulhas Current." *Deep-Sea Research*, v. 33, n. 1, pp. 27–42.

PALÓCSY, A., SILVEIRA, I. C. A., CASTRO, B. M., et al., 2014. "Coastal upwelling off Cape São Tomé (22S, Brazil): The supporting role of deep ocean processes". .

PEDLOSKY, J., 1978, *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer.

PETERSON, R. G., STRAMMA, L., 1991, "Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean", *Prog. Oceanogr.*, v. 26, pp. 1–73.

PODESTÁ, G. P., BROWDER, J. A., HOEY, J. J., 1991, "Exploring the association between swordfish catch rates and thermal fronts on U.S. longline grounds in the western North Atlantic", *Continental Shelf Research*, v. 13, n. 2/3, pp. 257–277.

REID, J. L., 1994, "On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: flow patterns, tracers and transports." *Progress in Oceanography*, v. 33, pp. 1–92.

RICHARDSON, P. L., GARZOLI, L., 2003, "Characteristics of intermediate water flow in the benguela Current as measured with RAFOS floats." *Deep Sea Research*, v. II 50, pp. 87–118.

ROBINSON, I. S., 2004, *Measuring the Oceans from Space - The Unique Applications of Satellite Oceanography* . Springer.

ROCHA, C. B., SILVEIRA, I. C. A., CASTRO, B. M., et al., 2014, "Vertical structure, energetics, and dynamics of the Brazil Current System at 22°S–28° S", *Journal of Geophysical Research*, v. 119, n. 1, pp. 52–69.

RODRIGUES, R., ROTHSTEIN, L. M., WIMBUSH, M., 2007, "Seasonal Variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: A Numerical Study", *Journal of Physical Oceanography*, v. 37, pp. 16–30.

SANSÓN, L. Z., GRAEF, F., PAVÍA, E. G., 1998, "Collision of anticyclonic, lens-like eddies with a meridional western boundary", *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. C11, pp. 24,881–24,890.

SCHMID, C., GARZOLI, S., 2009, "New observations of the spreading and variability of the Antarctic Intermediate Water in the Atlantic", *Journal of Marine Research*, v. 67, pp. 815–843.

SCHMID, C., SCHAFER, H., PODESTA, G., et al., 1995, "The Vitória Eddy and Its Relation to the Brazil Current", *Journal of Physical Oceanography*, v. 25, pp. 2532–2546.

SCHOUTEN, M. W., DE RUIJTER, W. P., VAN LEEWEN, P., et al., 2000, "Translation, decay and splitting of Agulhas rings in the southeastern Atlantic Ocean", *Journal of Geophysical Research*, v. 105, n. C9 (September), pp. 21913–21925.

SHAW, A. G. P., VENNELL, R., 2001, "Measurements of an Oceanic Front Using a Front-Following Algorithm for AVHRR SST Imagery", *Remote Sens. Environ.*, v. 75, pp. 47–62.

SHI, C., NOF, D., 1994, "The Destruction of Lenses and Generations of Wodons", *Journal of Physical Oceanography*, v. 24, pp. 1120–1136.

SIGNORINI, S. R., 1978, "On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay." *Deep-Sea Research*, v. 25, pp. 481–490.

SILVEIRA, I. C. A., CALADO, L., FRANCISCO, C. P. F., 2003, "Instabilidade linear de cisalhamento vertical em jatos geofisicos meridionais", *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 21, n. 2, pp. 133–144.

SILVEIRA, I. C. A., CALADO, L., CASTRO, B. M., et al., 2004, "On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current system at 22º - 23ºS", *Geophysical Research Letters*, v. 31, pp. L14308.

SILVEIRA, I. C. A., LIMA, J., SCHMIDT, A., 2008, "Is the meander growth in the Brazil Current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability?" *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v. 45, pp. 187–207.

SILVEIRA, I. C. A., SCHMIDT, A. C. K., CAMPOS, E. J. D., et al., 2000, "A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira." *Revista Brasileira de Oceanografia*, v. 48, n. 2, pp. 171–183.

SOUTELINO, R. G., 2008, "A origem da Corrente do Brasil", Dissertação (Mestrado em Ciências, área de Oceanografia Física) - Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. São Paulo. 101 f.

SOUZA, J. M. A. C., DE BOYER MONTÉGUT, C., TRAON., P.-Y. L., 2011, "Comparison between three implementations of automatic identification algorithms for the quantification and characterization of mesoscale eddies in the South Atlantic Ocean", *Progress In Oceanography*, v. 7, pp. 317–334. doi: 10.5194/os-7-317-2011.

SOUZA, R. B., MATA, M. M., GARCIA, C. A. E., et al., 2006, "Multi-sensor satellite and in situ measurements of a warm core ocean eddy south of the Brazil–Malvinas Confluence region", *Remote Sens. Environ.*, v. 100, pp. 52–66.

STRAMMA, L., ENGLAND, M., 1999, "On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean", *Journal of Geophysical Research*, v. 104, n. C9, pp. 20.863–20.883.

STRAMMA, L., IKEDA, Y., PETERSON, R., 1990, "Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20S." *Deep-Sea Research*, v. 37, pp. 1875–1886.

SUGA, T., TALLEY, D., 1995, "Antartic Intermediate Water circulation in the tropical and subtropical South Atlantic", *Journal of Geophysical Research*, v. 100, pp. 13.441–13.453.

SUTYRIN, G. G., GRIMSHAW, R., 2009, "Generation of coastally trapped waves and secondary cyclones by an eddy approaching shelf topography", *Ocean Modelling*, v. 32, pp. 25–35.

SVERDRUP, H. U., JOHNSON, M. W., FLEMING, R. H., 1942, "The Oceans: their physics, chemistry and general biology", *Englewood Cliffs*, p. 1087. Prentice-Hall Inc.

THACKER, W. C., SINDLINGERB, L., 2017, "Estimating salinity to complement observed temperature: 2.Northwestern Atlantic", *Journal of Marine Systems*, v. 65, n. 1–4 (March), pp. 249–267.

VAN AKEN, H., VAN VELDHOVEN, A., VETH, C., et al., 2003, "Observations of a young Agulhas ring, Astrid, during MARE in March 2000." *Deep-Sea Research II*, v. 50, pp. 167–195.

WEISS, J., 1991, "The dynamics of enstrophy transfer in two dimensional hydrodynamics", *Physica D*, v. 48, pp. 273–294.

WIENDERS, N., ARHAN, M., MERCIER, H., 2000, "Circulation at the western boundary of the South and Equatorial Atlantic: Exchanges with the ocean interior." *Journal of Marine Research*, v. 58, pp. 1007–1039.

WUNSCH, C., 1997, "The Vertical Partition of Oceanic Horizontal Kinetic Energy ", *Journal of Physical Oceanography*, v. 27, pp. 1770–1794.

WUST, G., 1935, "Schichtung und zirukation des Atlantischen Ozeans", *Atlant. Exp. Meteor*, v. 6, pp. 109–228. Die stratosphare des Atlantischen Ozeans. Wiss Ergebn. Deutsch.

Apêndice A

Instabilidade Baroclínica e fluxos de energia

Para o entendimento do processo de instabilidade baroclínica, será usado um modelo de instabilidade quase-geostrófico unidimensional proposto por JOHNS (1988) e adaptado por SILVEIRA *et al.* (2003, 2008) para ser aplicado ao escomaneto do sistema CB-CCI ao largo da costa sudeste brasileira considerando desta forma, um fluxo médio da corrente no sentido norte-sul (jatos geofísicos meridionais).

O modelo é baseado no princípio de conservação de vorticidade potencial, dado por:

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + u\frac{\partial q}{\partial x} + v\frac{\partial q}{\partial y} = 0 \tag{A.1}$$

onde q é a vorticidade potencial quase-geostrófica, v a velocidade paralela as isóbatas e u a velocidade normal as isóbatas. Reescrevendo as velocidades em termos das funções de correntes $v = \frac{\partial \psi}{\partial x}$ e $u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}$ e aplicando a matriz Jacobiana J temos:

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + J(\psi, q) \tag{A.2}$$

Em jatos geofísicos meridionais assuminos que os campos médios são invariantes em y e que ψ é função linear de x, ou seja:

$$\psi = \bar{\psi}(x, z) + \psi'(x, y, z, t) \tag{A.3}$$

$$v = \bar{v}(x) + v'(x, y, z, t) \tag{A.4}$$

$$u = u'(x, y, z, t) \tag{A.5}$$

$$q = \bar{q}(x, z) + q'(x, y, z, t) \tag{A.6}$$

onde o escomento médio está associado às variáveis $\bar{\psi}$, $\bar{v}$ e $\bar{q}$ e a perturbação às variáveis ψ', v', u' e q'. Substituindo as equações A.3 a A.6 em A.2 e linerizando em torno do escoamento médio escolhido, temos:

$$(\frac{\partial}{\partial t}q' + v\frac{\partial}{\partial y}) + u'\frac{\bar{q}}{\partial x} = 0 \tag{A.7}$$

tal que $\bar{q}$ e q' são respectivamente:

$$\bar{q} = \frac{\partial}{\partial z}\frac{f^2}{N^2}\frac{\partial\bar{\psi}}{\partial z} \tag{A.8}$$

e,

$$q' = \frac{\partial}{\partial z}\frac{f^2}{N^2}\frac{\partial\psi'}{\partial z} + \Delta^2\psi' \tag{A.9}$$

onde N é a frequência de Brünt-Väissalã, definida por:

$$N^2 = \frac{-g}{\rho_0}\frac{\partial\theta}{\partial z}, \tag{A.10}$$

e ρ_0 e θ são respectivamente a densidade potencial média e a densidade convencional da água do mar. Substituindo A.8 e A.9 em A.7 obtemos a equação linearizada quase-geostrófica de vorticidade potencial:

$$(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v}\frac{\partial}{\partial y})[\Delta^2\psi' + \frac{\partial}{\partial z}(\frac{f^2}{N^2}\frac{\partial\psi'}{\partial z})] + u'\frac{\partial\bar{q}}{\partial x} = 0 \tag{A.11}$$

onde:

$$\frac{\partial\bar{q}}{\partial x} = Q_x = \frac{\partial}{\partial z}(\frac{f^2}{N^2}\frac{\partial\bar{v}}{\partial z}) \tag{A.12}$$

Q_x é o gradiente zonal de vorticidade potencial média.

As condições de contorno apropriadas exigem que não se tenha fluxo normal na fronteira superior, isto é, a velocidade vertical deve ser nula, $w = 0$ em z=H, e na fornteira inferior $z = 0$, $w = \frac{dh}{dt} = u\frac{\partial h}{\partial x}$. Variações na topografia ao longo da fronteira inferior do oceano são aproximadas por uma fronteira plana uniformemente inclinada

h(x). Então, w pode ser determinado a partir da equação da termodinâmica e definições dadas pelas equações do vento térmico, geostrófica e hidrostática:

$$w = \frac{f}{N^2}[(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v}\frac{\partial}{\partial y})\frac{\partial \psi'}{\partial z} - \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}\frac{\partial \psi'}{\partial y})], \tag{A.13}$$

Desta forma, a condição de contorno na fronteira superior, z=H, é:

$$(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v}\frac{\partial}{\partial y})\frac{\partial \psi'}{\partial z} = \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}\frac{\partial \psi'}{\partial y}, \tag{A.14}$$

enquanto que a condição de contorno na fronteira inferior, z=0, é:

$$(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v}\frac{\partial}{\partial y})\frac{\partial \psi'}{\partial z} = \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}(1 - \frac{\partial h^\star}{\partial x})\frac{\partial \psi'}{\partial y}, \tag{A.15}$$

onde $\frac{\partial h^\star}{\partial z} = N^2\frac{\partial h}{\partial x}/f\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$ é a razão entre inclinação do assoalho ocêanico e a inclinação das isopcnais junto ao fundo.

Para fechar o problema de instabilidade deve-se impor a condição de contorno lateral, que para este problema, deve promover o confinamento das perturbações em uma determinada região. A região de confinamento é um canal com limites laterais localizado em x = ±L sobre os quais a velocidade normal deve desaparecer, ou seja:

$$\frac{\partial \psi'}{\partial y} = 0 \qquad x = \pm L. \tag{A.16}$$

A resolução deste sistema requer soluções ondulatórias, que sejam periódicas em y e que satisfaça A.16. Portanto as soluções são da forma:

$$\psi'(x, y, z, t) = \Psi'(z)cos(\frac{\pi x}{2L})e^{-ik(y-ct)} \tag{A.17}$$

onde $\Psi'(z)$ e c (possivelmente complexo) são a amplitude e velocidade de fase $c_r + iC_i$ da perturbação. K é (real) o número de ondas. Se C_i é positivo para um dado K, então a perturbação irá crescer exponencialmente no tempo, o que caracteriza uma isntabilidade baroclínica. Portanto, a definição das condições de instabilidade implica em estabelecer quando C_i é positivo.

Substituindo A.17 em A.11, A.14 e A.15, derivando as equações resultantes em t e y, temos o seguinte sistema:

$$\frac{\partial}{\partial z}(\frac{f^2}{N^2}\frac{\partial \Psi}{\partial z}) - [k^2 + \frac{\pi^2}{4L^2} + \frac{Q_x}{(\bar{v} - c)}]\,\Psi = 0 \tag{A.18}$$

$$(\bar{v} - c)\frac{\partial \Psi}{\partial z} = \Psi\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \qquad em \qquad z = H \tag{A.19}$$

$$(\bar{v} - c)\frac{\partial \Psi}{\partial z} = (1 - \frac{\partial h^\star}{\partial x})\,\Psi\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \qquad em \qquad z = 0 \tag{A.20}$$

as equações A.18, A.19 e A.20 formam um problema de autovalores e autovetores $\Psi(z)$ que pode ser resolvido numericamente para perfis verticais de $\bar{v}$ e N^2 arbitrários. O problema fornece a estrutura vertical $\Psi(z)$ e a velocidade de fase c das ondas instáveis. As condições necessárias para instabilidade, do modelo unidimensional de instabilidade baroclínica definido por este conjunto de equações, são obtidas multiplicando-se A.18 pelo complexo conjugado $\psi^\star$, integrando-a entre a superfície e o fundo, e aplicando as condições de contorno A.19 e A.20. A parte imaginária resultante desta manipulação matemática é a expressão de C_i:

$$c_i\left[f^2\left\{\left[\frac{\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}\Psi^2}{N^2|\bar{v} - c|^2}\right]_{H_0} - \left[\frac{\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}(1 - \frac{\partial h^\star}{\partial x})\,\Psi^2}{N^2|\bar{v} - c|^2}\right]_0\right\} - \int_0^H \frac{Q_x}{N^2|\bar{v} - c|^2}\psi^2\,dz\right] = 0 \tag{A.21}$$

Para ondas instáveis a condição $c_i > 0$ deve ser satisfeita. Esta condição é possível para soluções em que $c_i \neq 0$. Para tanto, os termos entre colchetes devem se anular. Para $Q_x \neq 0$, existem três condições necessárias, mas não suficientes para que isto ocorra:

1. Q_x deve mudar de sinal entre a superfície e o fundo;
2. se em alguma profundidade, Q_x tiver o mesmo sinal que $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$ na superfície;
3. se em alguma profundidade, Q_x tiver sinal oposto a $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}(1 - h^\star{}_x)$ no fundo;

Portanto, a análise do perfil vertical do gradiente zonal de vorticidade potencial permite inferir se um determinado sistema é "potencialmente" baroclinicamente instável ou não, ou seja, se é possível matematicamente, ou não, $c_i > 0$. Retomando

à equação A.12 observamos que Q_x é proporcional ao gradiente vertical de $\bar{v}$ que justificará neste trabalho uma associação entre a instabilidade baroclínica e o cisalhamento vertical do sistema CB-CCI.

Entretanto, mesmo que o escoamaneto médio apresente um cisalhamento vertical, não é deste que as pertubações drenam energia para o seu crescimento. Ao invés disso, a perturbação cresce ao drenar energia da energia potencial disponível em sistemas de isopcnais inclinadas KUNDU (1990).

A energia da instabilidade baroclínica pode ser entendida ao examinarmos a energia cinética da perturbação. Com base na segunda lei de Newton, tal equação é derivada da multiplicação, respectivamente, de $\partial u'$ e $\partial v'$ por u' e v'. Somando as equações resultantes e integrando no volume temos:

$$\frac{dK}{dt} = -g \int w'\rho' \, dxdydz \tag{A.22}$$

onde K é a energia cinética global da perturbação:

$$K \equiv \frac{\rho_0}{2} \int (u'^2 + v'^2) \, dxdydz \tag{A.23}$$

Para que o escomaneto seja instável, é preciso $\frac{dK}{dt} > 0$, o que requer que a integral no volume de $w'\rho$ seja negativa. O volume médio é definido como $\bar{w'\rho}$. Valores negativos desta quantidade implicam, que na média, fluidos leves subam e os fluidos pesados afundem, acelerando o fluido no sentido oposto à sua origem. Devido a troca do centro de gravidade do sistema, a energia potencial é então reduzida e é liberada do campo médio com consequente crescimento da energia da perturbação. Posteriormente, a energia potencial crescente da perturbação é convertida em energia cinética. A perturbação não crescerá infinitamente, pois a partir de determinado ponto, processos não lineares ganham importância. O fluxo de energia se inverte, partindo da perturbação para o escoamento médio KUNDU (1990).

Este processo não pode ocorrer em sistemas estratificados estáveis, em que a troca de partículas fluidas aumenta a energia potencial no campo médio. Em vez disso deve-se ter um escoamento médio com superfícies isopcnais inclinadas de forma favorável a se obter $\bar{w'\rho} < 0$. As perturbações devem ter escalas iguais ou pouco

maiores do que o raio de deformação de Rossby KUNDU (1990). A diferença entre a energia potencial existente e a energia potencial que o fluido teria se a estratificação básica não fosse perturbada é a chamada energia potencial disponível ou EPD CUSHMAN-ROISIN (1994).

Neste contexto, o Diagrama de Lorenz permite uma rápida e fácil visualização dos principais processos energéticos que estão associados a inúmeros processos dinâmicos, fornecendo também a quantificação de cada um deles. Entre as conversões de energia que compõem o Diagrama de Lorenz encontramos aqueles que provém dos processos de instabilidade barotrópica, que convertem energia cinética do campo médio em energia cinética da perturbação, e dos processos de instabilidade baroclínica, que convertem EPD do campo médio em EPD da perturbação.