

Universidade Federal do Rio Grande – FURG
Instituto de Oceanografia
Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física,
Química e Geológica

**A variabilidade temporal do
transporte de volume da Corrente do
Brasil nas imediações da Cadeia
Submarina Vitória-Trindade**

Mathias Rucker van Caspel

**Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em
Oceanografia Física, Química e
Geológica, como parte dos requisitos
para obtenção do título de Mestre.**

Orientador: Prof. Dr. Mauricio Magalhães Mata

Rio Grande – RS

Junho de 2009

*To understand the variability, however, first
the mean state must be known reasonably well.*

Stramma & England (1999)

Resumo

O estudo da circulação oceânica é de grande importância para a compreensão do sistema climático terrestre. Apesar disso, o conhecimento sobre diversas regiões ainda é incipiente e, muitas vezes, baseado num pequeno montante de dados como, por exemplo, a região oceânica ao sul da Cadeia Submarina Vitória-Trindade (CSVT). Estudar a variabilidade nessa região é o objetivo central do projeto MOVAR (Monitoramento da Variabilidade do Transporte entre o Rio de Janeiro- RJ e a Ilha da Trindade- ES) que, para isso, realiza a coleta periódica de dados de batitermógrafos descartáveis (XBT) ao longo de uma seção ao largo da Bacia de Campos, chamada seção AX97. Como contribuição ao projeto, a seção foi explorado utilizando, além dos dados mensurados, os resultados de duas simulações numéricas realizadas com o OCCAM (*Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project*). Os resultados mostraram que o aumento da resolução espacial de $1/4^\circ$ (OC4) para $1/12^\circ$ (OC12) gerou melhoras significativas nos resultados modelados e, conseqüentemente, nas estimativas da variabilidade oceânica.

O transporte de volume da CB foi calculado utilizando o método dinâmico considerando dois níveis de referência, 680 m e 400 m. O nível mais raso foi considerado mais adequado para região e resultou no transporte médio de $-5,1 \pm 0,9$ Sv para os dados do OC12 e de $-3,3 \pm 2,1$ Sv para os dados de XBT. Além dos valores médios, a variabilidade na região foi investigada usando dados do OC12 e foi constatado que a corrente apresenta mudanças de intensidade e posição resultando em ciclos com frequências próximas a anual e semi-anual. Quando a CB esta fraca, o fluxo de água pelo canal secundário (mais distante da costa) da CSVT é pequeno e a corrente apresenta um padrão meandrante ao sul da CSVT. Quando o transporte é maior, a bifurcação da CB é evidente sendo o fluxo intenso nos dois canais, a corrente de contorno se reorganiza junto ao talude logo depois de passar pela cadeia. Os cenários parecem se suceder e podem estar associados à propagação de vórtices; quando a corrente se intensifica ela se torna mais instável, o meandramento se inicia para dissipar energia e, neste processo, pode gerar um vórtice.

Abstract

The study of ocean circulation is very important for the understanding of Earth's climate. Besides this importance, many oceanic regions are poorly known due to undersampling, which is the case of the area south of Vitória-Trindade Ridge (CSVTr). Understanding the variability in this region is the main goal of the MOVAR project (Variability monitoring between Rio de Janeiro–RJ and Trindade Island–ES). To accomplish that, a regular sampling using expandable bathythermograph (XBT) is made offshore of Campos Basin (between the shelf break around Cabo Frio and Trindade Island) along the section called AX97. As a contribution to this project, in this study the MOVAR section is explored using the results of two simulations made with OCCAM (Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project). Results showed that increasing resolution from $1/4^\circ$ (OC4) to $1/12^\circ$ (OC12) produces improvements in the model outputs and thus in the overall results and interpretation.

Brazil Current (CB) volume transports were calculated using the classic dynamic method, where two reference surfaces were tested, 400 m and 680 m. The shallower was considered more realistic for the study area with relative mean transport of $-5,1 \pm 0,9$ Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) for the OC12 data and $-3,3 \pm 2,1$ Sv for the XBT data. Furthermore, the variability was investigated using OC12 simulation. This study found out (reinforced) that CB position and intensity vary in time producing cycles near to annual and semi-annual periods. When the CB is weak, it unveils a meandering pattern south of the CSVTr and the water fluxes through the second (offshore) channel on the ridge are weak. When the current is strong, the fluxes are intense through both channels. Both scenarios seem to succeed each other and may be associated with the generation of eddies. When the current gets stronger, it becomes more unstable and then starts meandering as a form to lose energy, sometimes, propagating an eddy.

Agradecimentos

Gostaria de agradecer ao Mauricio Mata pela oportunidade de desenvolver este trabalho. Além de um grande orientador ele é também um bom amigo e um exemplo a ser seguido. Agradeço também, aos colegas pelas intermináveis discussões sobre oceanografia e pelas conversas descontraídas.

Este trabalho é uma contribuição aos projetos MOVAR (CNPq, processo: 486.277/2006-2) e PRO-Abrolhos (CNPq, processo: 420219/2005-6). O Projeto MOVAR faz parte do Programa GOOS-Brasil e tem recebido substancial apoio da SeCIRM, DHN/CHM-Marinha do Brasil e NOAA-AOML (Estados Unidos). Os dados do OCCAM são disponibilizados pelo grupo de modelagem oceânica da Universidade de Southampton.

Agradeço o apoio da Agencia Nacional do Petróleo PRH-27-FURG

Sumário

1. Introdução	1
1.1 Circulação geral ao largo da costa brasileira	4
1.2 Objetivos.....	8
2. Dados e Métodos	9
2.1 Os dados de batitermógrafos descartáveis	9
2.2 O modelo de circulação global OCCAM	13
2.3 A comparação dos dados e o estudo da variabilidade.....	17
3. Resultados	19
3.1 A circulação oceânica ao largo da costa brasileira representada pelo OCCAM	19
3.2 Seção AX97: dados de batitermógrafos e dados modelados.....	24
3.3 A Variabilidade temporal do Transporte.....	33
3.4 Análise de Composição	38
4. Discussão	47
4.1 Considerações gerais	47
4.2 Variabilidade da CB na região da cadeia Vitória-Trindade.....	51
5. Conclusões	56
6. Referências bibliográficas.....	58
Anexo 1	64

Índice de Figuras

Figura 1. 1: Batimetria e principais localidades da área de estudo.....	2
Figura 2.1: Posição de lançamento dos XBT e dos dados simulados, OC4 e OC12.....	11
Figura 2.2: Esquema da metodologia usada para calcular o transporte de volume referente a velocidade baroclínica.	13
Figura 2.3: Esquema da metodologia usada para calcular o transporte de volume referente a velocidade rotacionada... ..	16
Figura 3. 1: Circulação média no nível da Água Tropical, da Água Central do Atlântico Sul e da Água Antártica intermediária obtida a partir dos dados da simulação OC4.. ..	21
Figura 3. 2: Assim como a Fig. 3.1, mas usando os dados da simulação OC12.	22
Figura 3. 3: Circulação média dos meses de julho e dezembro no nível da Água Tropical (100 m superficiais) obtida a partir dos dados das simulações OC4 e OC12.....	23
Figura 3. 4: Valores médios de temperatura (°C) obtidos a partir dos dados de XBT, do OC4 e do OC12.	26
Figura 3. 5: Velocidade baroclínica média (m/s) para a seção AX97 calculada usando o nível de referência de 400 m e os dados de XBT, do OC4 e do OC12.	28
Figura 3. 6: Velocidade baroclínica média (m/s) para a seção AX97 calculada usando o nível de referência de 680 m e os dados de XBT, do OC4 e do OC12.	29
Figura 3. 7: Velocidade rotacionada média (m/s) referente aos dados do OC4 e do OC12.....	30
Figura 3. 8: Menor módulo da velocidade rotacionada do OC4.. ..	30
Figura 3. 9: Menor módulo da velocidade rotacionada do OC12.	31
Figura 3. 10: Transporte de volume médio (Sv) entre a superfície e 400 m de profundidade integrado zonalmente e o desvio padrão.	32
Figura 3. 11: Transporte de volume médio (Sv) entre a superfície e 680 m de profundidade integrado zonalmente e o desvio padrão.	33
Figura 3. 12: Transporte de volume (Sv) entre a superfície e 400 m e 680 m de profundidade.....	35
Figura 3. 13: Série temporal do transporte baroclínico da CB. Também é indicado o	

transporte médio e transporte médio +/- o desvio padrão. Dados do OC12.....	37
Figura 3. 14: Série temporal do transporte rotacionado da CB. Também é indicado o transporte médio e transporte médio +/- o desvio padrão. Dados do OC12.....	37
Figura 3. 15: Ocorrência por mês dos transportes baroclínicos e rotacionados quando a Corrente do Brasil é menos intensa (transportes mais próximos de zero). Dados do OC12.....	40
Figura 3. 16: Ocorrência por mês dos transportes baroclínicos e rotacionados quando a Corrente do Brasil é mais intensa. Dados do OC12.	41
Figura 3. 17: Média da temperatura (°C) durante os eventos de mínimo e máximo transporte da CB. Dados do OC12.	42
Figura 3. 18: Média da velocidade (m/s) durante os eventos de mínimo de máximo transporte da CB. Dados do OC12.	43
Figura 3. 19: Espectros de densidade de energia preservando a variância (m^2/s^2) para o exio principal da CB, área entre canais e o canal secundário. Dados do OC12.....	44
Figura 3. 20: Velocidade média no nível da AT considerando todos os dados e os eventos de mínimo e máximo transporte da CB ao longo da AX97, dados do OC12.	45
Figura 3. 21: Média da velocidade durante os eventos de mínimo e máximo transporte da CB ao longo da AX97, dados do OC12.....	46

Lista de Tabelas

Tabela 2. 1: Cruzeiros do MOVAR utilizados neste estudo	11
Tabela 3. 1: Temperatura média (M) e desvio padrão (DP) por profundidade	27
Tabela 3. 2: Ocorrência mensal dos transportes maiores e menores do que a média referente aos dados de XBT..	41

Lista de acrônimos

AAF - Água Antártica de Fundo

ACAS - Água Central do Atlântico Sul

AIA - Água Intermediária Antártica

APAN - Água Profunda do Atlântico Norte

AS - Atlântico Sul

AT - Água Tropical

AX97 - Seção oceanográfica realizada entre o talude ao largo de Cabo Frio e a Ilha da Trindade

C1 - Canal profundo cortando a margem oeste da CSVT mais próximo da costa

C2 - Canal profundo cortando a margem oeste da CSVT mais distante da costa

CB - Corrente do Brasil

CSE - Corrente Sul Equatorial

CSV T - Cadeia Submarina de Vitória-Trindade

MOVAR - Monitoramento da Variabilidade do Transporte entre o Rio de Janeiro-RJ e a Ilha da Trindade-ES

NR – Nível de referência

OCCAM - Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project

- OC₄ - com resolução de 1/4° latitude X 1/4° longitude e 66 níveis verticais
- OC₁₂ - com resolução 1/12° latitude X 1/12° longitude e 66 níveis verticais

VV - Vórtice de Vitória

XBT – batitermógrafos descartáveis (*eXpandable BathyThermograph*)

1. Introdução

O estudo da circulação de grande e meso-escala é essencial para a compreensão da variabilidade climática do planeta, pois o oceano é o mais importante reservatório de energia térmica do sistema climático terrestre (e.g. Oort *et al.*, 1989). Além de armazenar, os oceanos redistribuem energia em forma de calor ao longo da superfície do globo, reduzindo o gradiente de temperatura entre as áreas de alta e baixa incidência de energia solar. Esta redistribuição é realizada, principalmente, através da advecção de grandes volumes de água das regiões equatoriais e tropicais em direção aos pólos. O transporte dessas águas resulta também no transporte de sal, nutrientes, gases dissolvidos, organismos planctônicos e, eventualmente, poluentes.

Analisando as características físico-químicas dos oceanos é possível determinar as regiões de formação das massas de água. Os oceanógrafos, através da amostragem destas propriedades realizadas em diferentes regiões oceânicas, podem inferir sobre os aspectos gerais da circulação. Entretanto, a utilização de massas de água para determinar a circulação oceânica revela pouco sobre os eventos de menor escala, por exemplo vórtices e meandros, que ocorrem em pontos intermediários aos locais de coleta dos dados. Como o movimento dos oceanos funciona de maneira contínua, estes eventos podem sofrer e/ou causar variações no padrão de circulação global. Além desta importância planetária, o conhecimento da circulação regional pode ser utilizado para melhorar a capacidade de previsão do tempo e a segurança de atividades desenvolvidas no mar, como a pesca, navegação e a extração de petróleo.

Aspectos gerais da circulação de grande e de meso-escala, ao largo da costa brasileira, são razoavelmente bem conhecidos. Entretanto, diversas regiões ainda apresentam carência de informações sobre a variabilidade temporal e espacial, como a área no entorno da Cadeia Submarina de Vitória Trindade (CSVT - figura 1.1). A CSVT

afeta o escoamento da Corrente do Brasil (CB - Evans *et al.*, 1983; Stramma & England, 1999; Silveira *et al.*, 2000) e diversos autores especulam sobre sua relação com feições de meso-escala que ocorrem nessa área (e.g. Schmid *et al.*, 1995; Campos, 2006). Além da motivação científica, a região apresenta importância política e econômica porque se encontra nas imediações da Bacia de Campos e do Espírito Santo (figura 1.1), as áreas de maior produtividade petrolífera do país. O conhecimento da variabilidade oceânica é, ainda, essencial para minimizar os danos ecológicos caso ocorra algum vazamento de óleo no mar.

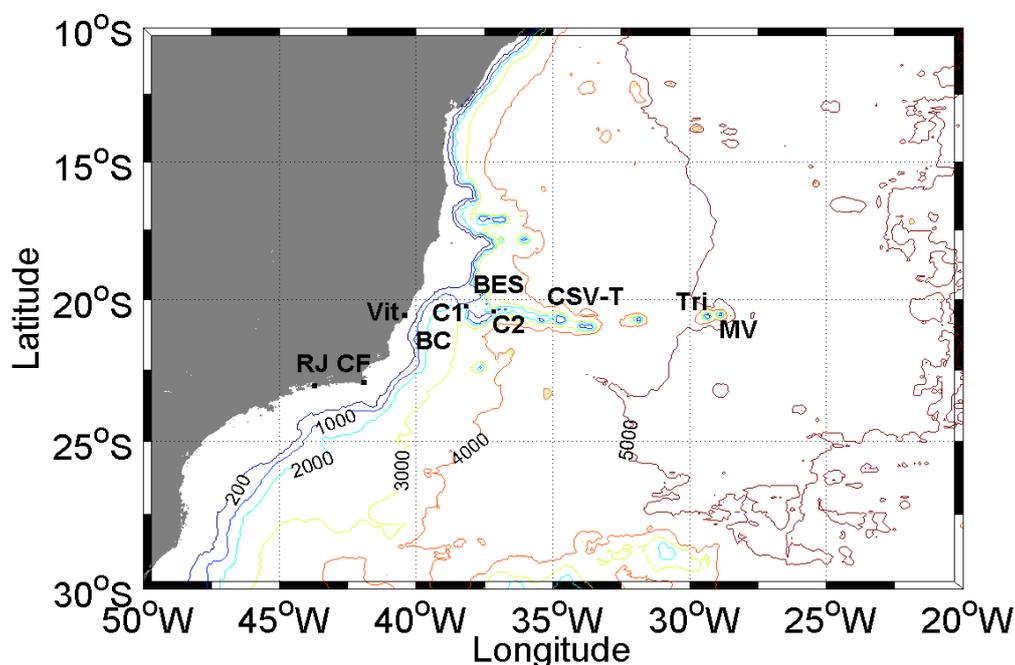


Figura 1. 1: Batimetria e principais localidades da área de estudo. As localidades indicadas são: Rio de Janeiro (RJ), Cabo Frio (CF), Vitória (Vit), Bacia de Campos (BC), Bacia do Espírito Santo (BES), Cadeia Submarina de Vitória-Trindade (CSVT), Ilha da Trindade (Tri), Ilha de Martin Vaz (MV) e os canais de circulação (C1 e C2).

Atualmente, muitos oceanógrafos combinam o uso de dados observacionais e os resultados de modelagem numérica para investigar a circulação oceânica (e.g. Rodrigues *et al.*, 2007; Silveira *et al.*, 2008). O uso dos modelos oceânicos depende de conhecimentos prévios sobre a área de estudo para o correto preenchimento das condições iniciais e para a avaliação dos resultados. A avaliação dos resultados é realizada, preferencialmente, através da comparação com medições diretas feitas

durante o período simulado. Algumas das vantagens da utilização de modelos são: (i) o baixo custo considerando o número de dados gerados, (ii) a obtenção de séries temporais sem interrupções de amostragem, (iii) o estudo de regiões de difícil acesso e (iv) a possibilidade de previsão de condições pretéritas e futuras.

Na coleta de dados observacionais, uma ferramenta bastante utilizada é o batitermógrafo descartável (XBT - *eXpandable BathyThermograph*). Estes têm sido amplamente empregados em estudos de variabilidade oceânica (e.g. Roemmich & Cornuelle, 1990; Liu *et al.*, 2005; Garzoli & Baringer, 2007) devido, principalmente, a facilidade do uso deste sensor e ao baixo custo relativo, quando comparado a outros equipamentos oceanográficos. Além disso, os XBTs podem ser lançados de embarcações em movimento, permitindo a utilização de navios de oportunidade. Esta associação de fatores viabiliza a realização de seções hidrográficas com um alto índice de repetição que, por sua vez, são muito úteis para analisar mudanças temporais nos oceanos.

O presente trabalho visa estudar a circulação oceânica ao largo da CSVT utilizando dados de XBT coletados no âmbito do projeto MOVAR (Monitoramento da Variabilidade entre o Rio de Janeiro - RJ e a Ilha da Trindade - ES) e resultados de simulações realizadas com o modelo OCCAM (*Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project*). Cirano *et al.* (2006) demonstraram que este modelo é capaz de representar razoavelmente bem a circulação na porção oeste do Atlântico Sul e, devido ao aumento da resolução, é esperado que os resultados de novas simulações globais disponibilizados recentemente sejam ainda melhores; a simulação analisada por Cirano *et al.* (2006) tem 36 níveis verticais e resolução espacial de $1/4^\circ$ e as usadas nesta dissertação tem 66 níveis verticais sendo uma com resolução espacial de $1/4^\circ$ e a outra com $1/12^\circ$. Outro fator que contribui para escolha do OCCAM foi a facilidade de acesso aos resultados do modelo.

Maiores detalhes sobre os dados e metodologia empregados neste estudo são apresentados no Capítulo 2. A seguir são descritos os aspectos gerais da circulação ao largo da costa do Brasil com ênfase nas características da região da CSVT, a área de interesse. Os objetivos do trabalho são apresentados no fim deste capítulo. No Capítulo 3 são expostos os resultados obtidos e, na seqüência, a discussão do trabalho (Capítulo 4). As principais conclusões são apresentadas no Capítulo 5.

1.1 Circulação geral ao largo da costa brasileira

A circulação ao largo da costa do Brasil pode ser dividida no escoamento de cinco massas de água: a Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e Água Antártica de Fundo (AAF). A circulação de grande escala da AT, ACAS e AIA no oceano Atlântico Sul (AS) ocorre na forma de um grande giro anticiclônico. Entretanto, ao longo do braço norte do giro, a Corrente Sul Equatorial (CSE), o fluxo dessas massas de água ocorre em latitudes diferentes (Stramma & England, 1999; Rodrigues *et al.*, 2007). A APAN flui para sul ocupando profundidades entre 1200 e 3900 m nas proximidades do Equador e entre 1700 e 3000 m na região da Confluência Brasil-Malvinas. Nas regiões próximas ao fundo oceânico ocorre o fluxo da AAF para o norte.

A AT ocupa a porção superficial do AS e tem como principal região de formação a porção noroeste deste oceano (Stramma & England, 1999). Ela é uma massa de água quente e salina apresentando temperatura superior à 20° C e salinidade maior que 36 ao largo do Sudeste Brasileiro (Silveira *et al.*, 2000). A partir da latitude de bifurcação da CSE, uma parte desta massa de água é advectada para norte ao longo do continente Sul Americano, formando a Corrente Norte do Brasil, e o restante origina a Corrente do

Brasil (CB). Diversos autores corroboram que, entre a superfície e 100 m de profundidade, a bifurcação destas correntes ocorre entre as latitudes de 10° e 20° S (Stramma & England, 1999; Silveira *et al.*, 2000; Rodrigues *et al.*, 2007; Soutelino, 2008).

À medida que se desloca para o sul, a CB se torna mais intensa e definida pois passa a receber o aporte da ACAS. Essa massa de água apresenta uma relação quase-linear entre temperatura (entre de 5 a 20° C) e salinidade (34,3 a 36) (Stramma & England, 1999), e é formada na região da Convergência Subtropical pelo processo de subducção (Sverdrup *et al.*, 1942; Tomczak & Godfrey, 1994). Depois de formada, a ACAS é transportada para leste pela Corrente do Atlântico Sul e quando se aproxima da África recebe contribuições da Água Central do Índico, através de vórtices oriundos da retroflexão da corrente das Agulhas (Tomczak & Godfrey, 1994). Após uma breve excursão para norte, junto a Corrente de Benguela, a ACAS é levada em direção ao continente Sul Americano pela CSE. Nas imediações da costa do Brasil uma parcela da água flui para o norte abaixo da CB originando a Sub Corrente Norte do Brasil. Segundo Stramma & Schott (1999), a maior contribuição de ACAS para CB ocorre por volta de 20° S, o que é corroborado por Rodrigues *et al.* (2007) e Soutelino (2008). Para regiões tropicais (subtropicais), Stramma & England (1999) utilizaram a isopicnal σ_θ 27,1 (27,05) como indicativo da transição entre a ACAS e a água subjacente, a AIA, e determinaram que a primeira se estende, em média, até os 500 m de profundidade.

Por volta de 20,5° S a CB encontra a CSVT (figura 1.1), a qual atua como uma barreira para a circulação oceânica. A cadeia apresenta orientação predominante leste-oeste e se estende da quebra da plataforma continental até 28,5° W, atingindo a superfície em dois pontos: Ilha da Trindade (20,5°S; 29,3° W) e Ilha de Martin Vaz (20,5° S; 28,8° W). Para vencer esse obstáculo, a CB utiliza dois canais profundos presentes na porção oeste da CSVT, sendo que o maior transporte de água ocorre pelo

canal mais próximo a costa (C1- Evans *et al.*, 1983). Silveira *et al.* (2006) analisando dados hidrográficos observaram dois cenários distintos ao sul da cadeia. No primeiro, em setembro de 2004, a CB se reorganiza como uma corrente de contorno ao largo do talude logo depois da CSVT. No segundo cenário, em março de 2005, a corrente apresentou um padrão meandrante ao passar pela cadeia, sendo verificada a presença do Vórtice de Vitória (VV). Neste último caso, o estado de maior equilíbrio da corrente de contorno ocorreu mais ao sul.

O VV foi descrito pela primeira vez por Schmid *et al.* (1995). Os autores analisaram dados de hidrografia, bóias de deriva e imagens de satélite de fevereiro/março de 1991 e descreveram um vórtice ciclônico que esboçou uma estrutura com raio de 50 km e que atinge profundidades de até 700 m. Gaeta *et al.* (1999) observaram uma estrutura semelhante no outono austral de 2005 e demonstraram sua importância para a produção primária no oceano. Recentemente, resultados de modelagem numérica obtidos por Campos (2006) sugerem que o VV ocorre duas vezes ao ano. Silveira *et al.* (2008) sugerem que o meandramento da CB seja o gatilho para formação de vórtices nessa região.

Ao sul da CSVT na latitude de Cabo Frio (23° S) a orientação da costa sofre uma brusca modificação passando de norte-sul para leste-oeste. Essa mudança de orientação da linha de costa, associada a ventos de nordeste que ocorrem na primavera e no verão, geram uma forte ressurgência sobre a plataforma continental (Rodrigues & Lorenzetti, 2001). A medida que acompanha o talude, a CB desenvolve maior volume transportado e se torna mais profunda (Silveira *et al.*, 2000). Na região da convergência subtropical a CB se encontra com a Corrente das Malvinas e se afasta da costa formando um meandro de retroflexão e dando origem a Corrente do Atlântico Sul. O meandro é formado por uma breve excursão para sudeste e depois para norte antes da estabilização do fluxo em direção ao continente Africano. A latitude média de separação da CB é 38,5 °S,

entretanto, esta posição varia sazonalmente atingindo menores latitudes (mais ao norte) durante os meses de inverno e primavera e maiores latitudes durante o verão e o outono (Goni & Wainer, 2001).

Abaixo da CB, ou da Subcorrente Norte do Brasil quando esta está presente, ocorre o escoamento da AIA. Essa massa de água é formada pelo processo de subducção que ocorre na zona de Convergência Subantártica. Assim como a ACAS, ela é transportada até a porção leste do AS e depois retorna as imediações do continente Sul Americano onde se divide em uma corrente para norte e uma para sul (Stramma & England, 1999). A bifurcação ocorre em aproximadamente 25° S segundo Stramma & Schott (1999). Rodrigues *et al.* (2007) sugerem 23,6° S (25,5° S) para a profundidade de 600 (800) m. Contudo deve-se ressaltar que na região de interesse, no entorno da CSVT, a AIA escoar para norte.

Apesar da AT, da ACAS e da AIA escoarem na mesma direção na porção sul da costa brasileira, a maioria dos estudos não consideram o fluxo da AIA como parte da CB, assumindo somente o escoamento requerido para fechar a circulação de Sverdrup (e.g. Tomczak & Godfrey, 1994) como CB (e.g. Silveira *et al.*, 2000). Outra questão digna de menção sobre a descrição feita é que as latitudes de bifurcação da CSE apresentadas são baseadas em dados médios e dizem respeito ao ramo sul desta corrente. Rodrigues *et al.* (2007) realizaram experimentos numéricos para estudar a variabilidade dessa corrente e da posição em que chega a costa brasileira. Os autores observaram maior sazonalidade nos 400 m superficiais sendo a posição mais austral (setentrional), observada no mês de julho (novembro).

Abaixo da AIA, a APAN escoar para sul ao longo de toda a costa brasileira sendo observada a geração de meandros e vórtices em algumas regiões (Dengler *et al.*, 2004). Como citado no início do capítulo, em regiões profundas ocorre a advecção de AAF para o norte. Maiores detalhes sobre essas massas de água podem ser encontrados em

Stramma e England (1999).

1.2 Objetivos

Este trabalho tem por objetivo geral estudar a variabilidade temporal do transporte de volume da CB ao largo da Bacia de Campos utilizando dados de XBT e do modelo OCCAM referentes a seção AX97 (Figura 2.1).

Objetivos específicos

- Verificar a eficiência das simulações do OCCAM em representar aspectos gerais da circulação ao largo da costa brasileira: a bifurcação da CSE e a separação da CB da costa;
- Comparar a temperatura média dos XBT com a simulada pelo modelo;
- Calcular a velocidade baroclínica referente aos dados de XBT e dados do OCCAM;
- Comparar os campos de velocidade baroclínica com a velocidade calculada pelo modelo;
- Calcular o transporte de volume para os distintos campos de velocidade e comparar os resultados;
- Investigar a variabilidade temporal do transporte de volume da CB através da seção AX97;
- Caracterizar os campos de velocidade ao longo da seção AX97 durante os eventos de máximo e mínimo transporte da CB.

2. Dados e Métodos

Os dados e métodos utilizados para elaborar o estudo são expostos em três subitens. No primeiro são descritos os dados de temperatura coletados pelo projeto MOVAR e os procedimentos adotados para obter as estimativas de transporte de volume relativas a eles. No segundo é realizada uma descrição do modelo OCCAM e apresentados os parâmetros escolhidos para avaliar a capacidade da simulação numérica em reproduzir os aspectos de interesse da circulação. Além disso, são definidos os dados do modelo usados para representação da seção AX97. No terceiro subitem é apresentada a metodologia usada para comparar os resultados e investigar a variabilidade oceânica.

2.1 Os dados de batitermógrafos descartáveis

O projeto MOVAR (Monitoramento da Variabilidade do Transporte entre o Rio de Janeiro-RJ e a Ilha da Trindade-ES) propôs e executa, periodicamente, a coleta de dados de temperatura dos primeiros 700 m da coluna de água ao longo de uma seção que começa ao largo de Cabo Frio-RJ e vai até a Ilha da Trindade-ES (Figura 2.1). O projeto utiliza embarcações da Marinha do Brasil como navios de oportunidade para realizar o lançamento de batitermógrafos descartáveis (XBTs). Os sensores são fornecidos pela NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) no âmbito do programa *High Density XBT Lines* que atua sob a égide do GOOS (*Global Ocean Observing System*). A proposta do programa é monitorar a camada superior do oceano Atlântico executando seções de XBT com alta resolução espacial, aproximadamente 15 milhas náuticas entre estações.

A seção sob responsabilidade do MOVAR é denominada AX97 e é executada de

acordo com a proposta do programa. A coleta de dados foi realizada pela primeira vez em agosto de 2004 e, desde então, procura-se repetir o perfil sempre que há o abastecimento do Posto Oceanográfico da Ilha da Trindade, o que é feito a cada três meses aproximadamente. Até abril de 2009 a AX97 foi amostrada com sucesso 19 vezes. O projeto MOVAR conta com apoio para continuar as atividades até, pelo menos, 2012. As informações sobre os cruzeiros que tiveram os dados utilizados neste estudo, os 17 primeiros, estão resumidas na tabela 2.1.

O controle de qualidade dos dados foi feito com base nos gráficos de temperatura *versus* profundidade de cada estação. As estações com elevado ruído e/ou erro foram completamente removidas, enquanto pequenos intervalos com erro (*spikes*) foram editados manualmente. Depois de tratados, os dados de cada cruzeiro foram interpolados para intervalos regulares de 0,25° de longitude e 10 m de profundidade, utilizando interpolação objetiva com base na função Gaussiana de correlação (Emery & Thomson, 1998). Essa função tem sido bastante utilizada em trabalhos de oceanografia, os índices requeridos variam subjetivamente de acordo com os objetivos e dados disponíveis (Roemmich, 1983; Molinari & Festa, 2000; Mata *et al.*, 2000; Guinehut *et al.*, 2004), neste trabalho foi considerado um decaimento horizontal de 1° longitude, decaimento vertical de 200 m de profundidade e erro relativo de 0,1. Além de padronizar a informação, este procedimento foi adotado com intuito de eliminar, ou ao menos reduzir, o efeito de fenômenos de pequena escala e de ondas internas.

A salinidade referente a temperatura interpolada foi estimada de acordo com Caspel *et al.* (2009, subm – anexo 1.). Os autores se basearam na correlação entre a temperatura e a salinidade para obter um polinômio que possibilitasse utilizar os valores da primeira propriedade para calcular a segunda. A partir de dois perfis verticais de temperatura e salinidade e conhecendo a distância horizontal entre eles é possível obter um perfil de velocidade utilizando o método dinâmico (Pond & Pickard, 1986). O

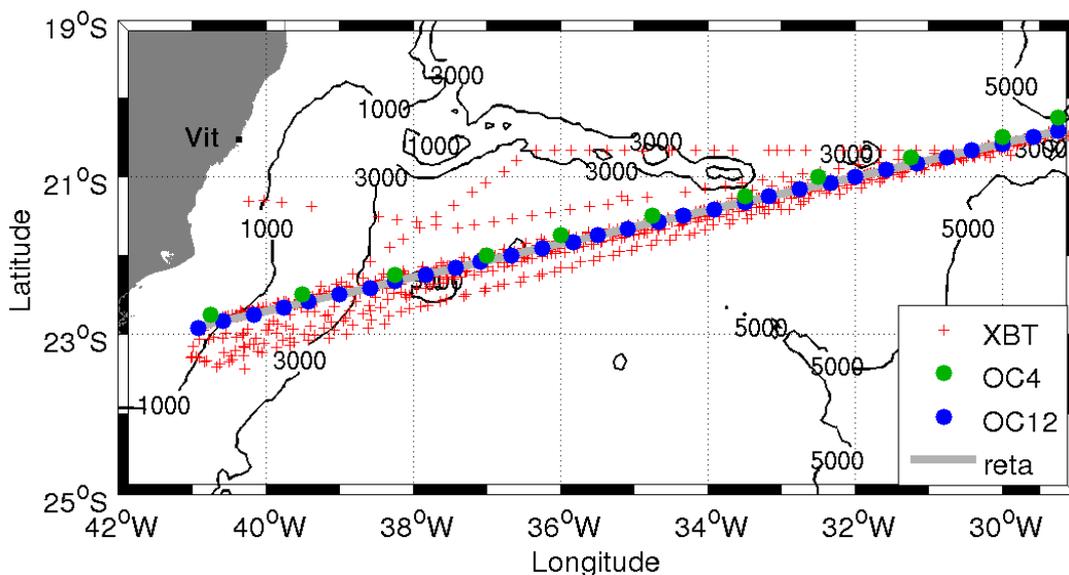


Figura 2. 1: Posição de lançamento dos XBT ('+'vermelho) e dos dados simulados, OC4 (círculos verdes) e OC12 (círculos azuis). Também é mostrada a reta (Equação 2.1) usada para estipular as latitudes.

Tabela 2. 1: Cruzeiros do MOVAR utilizados neste estudo

Cruzeiro	Início			Fim		
	Data	Latitude	Longitude	Data	Latitude	Longitude
1	29/08/2004	20,5° S	29,5° W	02/09/2004	23,3° S	41° W
2	17/02/2005	23° S	40,9° W	20/02/2005	20,5° W	29,5° W
3	12/08/2005	22,8° S	40,8° W	15/08/2005	20,4° S	29,4° W
4	14/02/2006	22,8° S	40,7° W	16/02/2006	20,4° S	29,3° W
5	30/06/2006	20,5° S	29,4° W	02/07/2006	22,8° S	40,7° W
6	16/08/2006	22,8° S	40,7° W	18/08/2006	20,5° S	29,5° W
7	11/12/2006	22,8° S	40,7° W	14/12/2006	20,5° S	29,8° W
8	25/02/2007	23,3° S	40,8° W	28/02/2007	20,5° S	29,5° W
9	05/03/2007	20,4° S	29,5° W	07/03/2007	21,6° S	21,6° W
10	21/04/2007	22,8	40,7° W	24/04/2007	20,5° S	29,4° W
11	27/06/2007	23,3° S	40,8° W	29/06/2007	20,5° S	29,5° W
12	24/08/2007	23,3° S	40,9° W	30/08/2007	20,5° S	29,1° W
13	14/02/2008	22,8° S	40,7° W	16/02/2008	21,1° S	32,6° W
14	17/04/2008	22,8° S	40,7° W	19/04/2008	20,5° S	29,4° W
15	11/06/2008	22,8° S	40,7° W	13/06/2008	20,5° S	29,5° W
16	19/08/2008	23,1° S	41° W	21/08/2008	20,7° S	29,9° W
17	06/12/2008	23° S	40,8° W	08/12/2008	20,6° S	29,9° W

método assume geostrofia e permite calcular a velocidade baroclínica perpendicular a duas estações oceanográficas desde que a velocidade seja conhecida em alguma profundidade. Como existem poucas medições de velocidade, é comum utilizar a interface entre correntes com sentido contrário como nível de não movimento ou, em outras palavras, profundidade de referência com velocidade igual a zero. O uso conjunto da correlação TS e do método dinâmico é empregado em diversos estudos (e.g. Evans *et al.*, 1983; Roemmich & Cornuelle, 1990; Morris *et al.* 1996; Rintoul *et al.* 2002; Baringer & Garzoli 2007).

A velocidade baroclínica referente à AX97 foi obtida assumindo dois níveis de referência (NR): 400 e 680 m de profundidade. A segunda, 680 m, foi escolhida para explorar ao máximo a variabilidade baroclínica expressa pelos dados e a primeira, 400 m, parece ser a consideração mais realística de acordo com as medições de velocidade analisadas por Silveira *et al.* (2008). Para que a velocidade resultante de todos os pares de estação tivesse a mesma direção a latitude dos dados foi estimada de forma que todos os perfis se situassem sobre uma reta que liga Cabo Frio a Ilha da Trindade (equação 2.1– figura 2.1).

$$Lat = -14,19 + 0,21 * Long \quad (2.1)$$

O transporte de volume foi obtido através da multiplicação da velocidade de cada bloco pela sua área (figura 2.2). Cada bloco corresponde a um retângulo com arestas em pontos onde os dados de temperatura são conhecidos (interpolados), ou seja, duas profundidades em duas estações. Como a velocidade entre as estações é conhecida nas duas profundidades a média entre elas foi usada no cálculo do transporte.

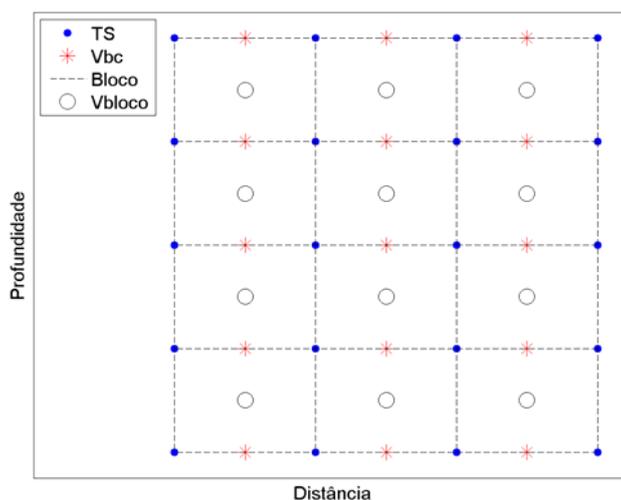


Figura 2. 2: Esquema da metodologia usada para calcular o transporte de volume referente a velocidade baroclínica. Os pontos azuis indicam os dados de temperatura e salinidade (TS), os asteriscos vermelhos indicam a velocidade baroclínica (Vbc), a linha preta tracejada representa o limite dos blocos (Bloco) e o círculo preto indica a velocidade do bloco (Vbloco).

2.2 O modelo de circulação global OCCAM

O modelo OCCAM (*Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project*) foi fundamentado no modelo oceânico de Brian-Cox-Semtner, mas, ao invés do esquema de tampa rígida (*rig lid*) utiliza um modelo de maré (*tidal model*) para resolver as equações barotrópicas (Webb *et al.*, 1998). A discretização das variáveis é feita usando uma grade do tipo Arakawa-B (Webb *et al.*, 1998). O modelo utiliza níveis verticais z determinados por uma função analítica que concentra camadas próximo a superfície para possibilitar uma melhor representação da camada de mistura (Webb *et al.*, 1998; Coward & Cuevas, 2005). Atualmente, o modelo está configurado para funcionar com 66 níveis verticais e três opções de resolução horizontal, 1° , $1/4^\circ$ e $1/12^\circ$ (Coward & Cuevas, 2005). O OCCAM possui um modelo de representação do gelo marinho acoplado, para melhorar os resultados em altas latitudes (Coward & Cuevas, 2005).

O grupo de modelagem do NOCS (*National Oceanographic Center, Southampton*) realizou uma série de simulações globais utilizando a versão atual do modelo. Após a avaliação dos resultados em alguns pontos chave, estes são disponibilizados para a comunidade científica (www.noc.soton.ac.uk/JRD/OCCAM/EMODS/). No presente estudo são usados os resultados das simulações 103 e 401 que foram conduzidas usando grades com resolução espacial de $1/4^\circ$ e $1/12^\circ$, respectivamente. A topografia utilizada foi baseada na batimetria interpolada para intervalos de $2'$ de latitude e longitude preparada por Sandwell & Smith (1995, versão 6.2, apud Coward & Cuevas, 2005). Os campos iniciais de temperatura potencial e salinidade foram interpolados a partir da climatologia do WOCE SAC (Gouretski & Jancke, 1996).

A partir das condições iniciais, o modelo foi conduzido para o período entre janeiro 1985 e dezembro de 2004 usando forçantes atmosféricos do NCAR (*National Center for Atmospheric Research*). As forçantes utilizadas foram o vento zonal e meridional a 10 m, temperatura e umidade específica, cobertura de nuvens, radiação solar e precipitação. De maneira geral, as séries de dados incompletas foram preenchidas com base na climatologia. A cada passo de tempo, as forçantes eram interpoladas linearmente no tempo e no espaço e usadas em conjunto com a temperatura potencial da superfície do mar para calcular o stress do vento e a taxa de variação de calor e de água doce. Maiores detalhes sobre as forçantes podem ser encontradas nos trabalhos de Large *et al.* (1997, apêndice A) e de Coward e Cuevas (2005).

Os dados utilizados neste trabalho correspondem a médias de 5 dias do período entre 1 janeiro de 1989 e 31 de dezembro de 2004 totalizando 1168 repetições, por conveniência os resultados das simulações 103 e 401 serão referenciados, como OC4 e OC12, respectivamente. Para avaliar a eficiência das simulações em reproduzir a circulação ao largo da costa brasileira, os dados modelados foram comparados com o

padrão de circulação apresentado no item 1.1. Para tal, foram elaborados mapas mostrando a velocidade média para as camadas representativas da Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e Água Intermediária Antártica (AIA). Os níveis usados para elaborar estas figuras foram escolhidos para que se assemelhassem ao máximo aos sugeridos por Stramma & England (1999). Devido à grande extensão da costa, a análise de todos os detalhes da circulação seria inviável no âmbito deste estudo e, portanto, optou-se pela análise de dois pontos chave: (i) a latitude de bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE) e (ii) a região da Confluência Brasil-Malvinas. Estas regiões correspondem ao início e ao fim da Corrente do Brasil (CB), sendo a representação adequada destes pontos importante para a reprodução das correntes nos pontos intermediários. Após avaliar a capacidade do modelo em reproduzir a circulação geral foram elaborados mapas mostrando médias mensais de velocidade nos 100 m superficiais para analisar a representação da sazonalidade.

Para representar a seção AX97 foram selecionados os pontos compreendidos entre 41° W e $29,3^{\circ}$ W que mais se aproximassem da reta que liga Cabo Frio a Ilha da Trindade (equação 2.1). Durante a extração (separação) dos dados optou-se por selecionar apenas um ponto por latitude resultando num total de 11 posições para OC4 e 31 para OC12 (figura 2.1). As posições indicadas no mapa são correspondentes aos dados de velocidade e, uma vez que o modelo utiliza uma grade Arakawa-B, os dados de temperatura e salinidade encontram-se ligeiramente a sudoeste dos pontos indicados. A velocidade baroclínica e transporte de volume descritos a seguir foram obtidos utilizando a longitude original dos dados e a latitude calculada com a equação 2.1.

A velocidade baroclínica e o transporte correspondente (figura 2.2) foram obtidos para realizar comparações com os resultados obtidos para os dados de XBT e aqueles obtidos com a velocidade disponibilizada pelo OCCAM. Os cálculos foram feitos usando a temperatura e a salinidade do modelo com os mesmos NR empregados para os

dados de XBT. Devido a resolução das grades usadas nas simulações algumas estações da margem oeste da seção são mais rasas que os NR, nestes casos os níveis abaixo do fundo foram preenchidos com os valores termohalinos da estação vizinha. Tal procedimento não afeta os resultados de transporte pois a velocidade resultante de dois perfis com índices termohalinos iguais é nula.

A velocidade calculada pelo modelo é disponibilizada decomposta nas componentes leste-oeste (u , direção 90° - 270°) e norte-sul (v , 0° - 180°). O eixo de referência (cartesiano) foi rotacionado 13° no sentido anti-horário para que a velocidade ficasse expressa em função das componentes paralela a seção (u_{rot} , 77° - 257°) e perpendicular a seção (v_{rot} , 347° - 167°). A comparação com a velocidade baroclínica e as estimativas de transporte foram efetuadas utilizando v_{rot} , a qual será denominada como velocidade rotacionada. Para calcular o transporte referente à velocidade rotacionada foi utilizada a distância e a diferença de profundidade entre pontos onde a velocidade é conhecida e velocidade média dos 4 pontos (duas profundidades em cada estação). A multiplicação dos 3 valores corresponde ao transporte de volume de cada bloco.

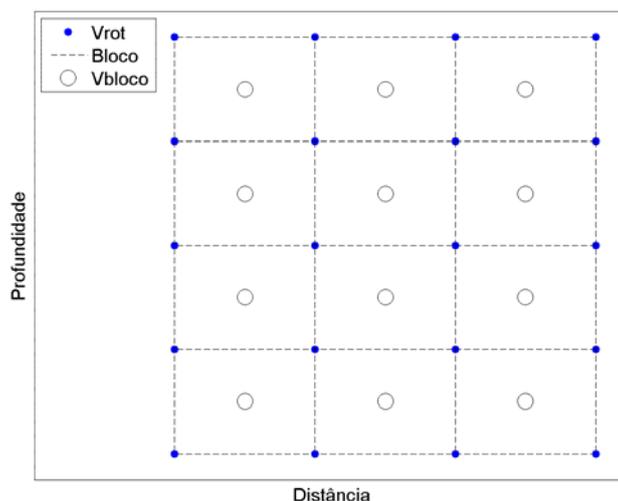


Figura 2. 3: Esquema da metodologia usada para calcular o transporte de volume referente a velocidade rotacionada. Os pontos azuis indicam a velocidade rotacionada (V_{rot}), a linha preta tracejada representa o limite dos blocos (Bloco) e o círculo preto indica a velocidade do bloco (V_{bloco}).

2.3 A comparação dos dados e o estudo da variabilidade

A primeira comparação entre as 3 representações da seção AX97 foi feita em função dos valores de temperatura média. Para isso foram avaliadas as semelhanças e diferenças observadas em figuras que mostram a distribuição horizontal e vertical desta propriedade. Foram selecionadas 10 profundidades para realizar a comparação dos valores da temperatura e, para tal, foram utilizados todos os dados das respectivas profundidades. A comparação em pontos específicos não foi feita devido a posição distinta dos dados nas 3 séries utilizadas.

A comparação dos campos de velocidade baroclínica e velocidade rotacionada foi realizada usando as médias temporais. Estas figuras foram utilizadas apenas para a avaliação da posição das correntes e identificação das principais discrepâncias. A comparação dos valores de velocidade não foi realizada pois as diferenças de intensidade de corrente foram avaliadas através do transporte de volume correspondente. Os campos de velocidade rotacionada média podem ser utilizados para avaliar a escolha do nível de referência, entretanto eles não revelam nada sobre a variabilidade temporal. Para mostrar esta variabilidade foram escolhidos alguns pontos de cada simulação para a determinação da profundidade onde ocorre o menor módulo da velocidade rotacionada nos 800 m superficiais para cada repetição da seção. Os resultados obtidos foram analisados para determinar a necessidade e viabilidade de se utilizar outro nível de referência para aplicação do método dinâmico.

Para o estudo do transporte de volume foram elaborados gráficos que mostram a integração do transporte ao longo da seção entre a superfície e o nível de referência, dada a pequena inclinação da seção os resultados serão referenciados como integração

zonal do transporte. O transporte correspondente à velocidade rotacionada foi integrado considerando os dois níveis de referência. Foram avaliados os valores médios e as repetições da seção.

Os resultados obtidos foram analisados para determinação de um critério para estudar a variabilidade temporal do transporte da CB. As opções consideradas foram: (i) o uso do transporte integrado até uma longitude pré-determinada ou (ii) a utilização de um limite que varie em função da largura da corrente. Este procedimento e os seguintes foram realizados apenas para os resultados considerados mais representativos da circulação na região. O resultado foi utilizado para calcular a média e desvio padrão do transporte da CB e separar os períodos de maior e menor intensidade da corrente. Para cada mês, foi calculada a porcentagem de ocorrência de eventos com transporte superior e inferior a média, com intuito de identificar um padrão de variabilidade.

Para caracterização do ambiente durante os eventos de máximo e mínimo transporte da CB foram calculados os valores médios de temperatura e velocidade rotacionada considerando os eventos onde o transporte da CB foi diferente da média +/- o desvio padrão. Através da avaliação destes resultados foram selecionados pontos para realização de análise espectral seguindo o método de Welch (1967). Com intuito de aumentar os graus de liberdade, os espectros de densidade de energia (EDE) foram calculados usando 8 janelas do tipo Hamming com 50% de sobreposição. O comprimento da série analisada (1168 repetições) e o tamanho da janela aplicada (260 repetições) foram usados para calcular o número de graus de liberdade equivalentes (Emery & Thomson, 1998) de 22,61.

3. Resultados

Inicialmente, são expostas as características da circulação ao largo da costa brasileira representadas pelo modelo OCCAM. Quando não especificado, os resultados apresentados são válidos para as duas simulações, OC4 e OC12. A comparação dos valores médios representados pelas três séries de dados (i.e. XBT, OC4 e OC12) é apresentada no subitem 3.2. No subitem 3.3 são descritos os aspectos da variabilidade oceânica regional e em 3.4 são abordados os cenários de maior e menor transporte da CB. Durante a exposição dos resultados referentes a seção AX97, a velocidade e o transporte são descritos como “para norte” (positivo) e “para sul” (negativo) apesar da ligeira inclinação da seção (13 graus).

3.1 A circulação oceânica ao largo da costa brasileira representada pelo OCCAM

Nas duas simulações analisadas, OC4 e OC12, a bifurcação da CSE ocorre mais ao sul com ao aumento da profundidade (figuras 3.1 e 3.2). A CB é formada por volta de 12,5° S (figuras 3.1a e 3.2a) como uma corrente fraca e estreita, adquirindo maiores dimensões (largura e profundidade) e intensidade à medida que se desloca para sul. A contribuição da ACAS para a CB se inicia em, aproximadamente, 23° S no OC4 (figura 3.1b) e 20,5° S no OC12 (figura 3.2b). Além da CB, o modelo reproduz satisfatoriamente a formação da Corrente Norte do Brasil (figura 3.1a e 3.2a) e a Subcorrente Norte do Brasil (figuras 3.1b e 3.2b). No nível da AIA (figuras 3.1c e 3.2c), a bifurcação da CSE ocorre por volta de 30° S nas duas simulações. A CB (figuras 3.1ab e 3.2ab) e a Corrente de Contorno Intermediária (CCI – figuras 3.1c 3.2c) se separam da

costa entre 42° e 43° S no OC4 e entre 38° e 40° S no OC12. Neste intervalo, as correntes se estreitam gradualmente à medida que porções de água se desviam para leste/sudeste, formando o meandro de retroflexão.

A análise das médias mensais de velocidade nos 100 m superficiais mostrou que a formação da CB ocorre por volta de 17° S durante o período de inverno (junho- agosto), enquanto no período de novembro a dezembro esta formação ocorre mais ao norte, ao redor de 10° S. Foram observadas variações na extensão zonal e meridional do meandro de retroflexão, mais detalhes na discussão. A figura 3.3 a apresentam os resultados referentes a julho e dezembro.

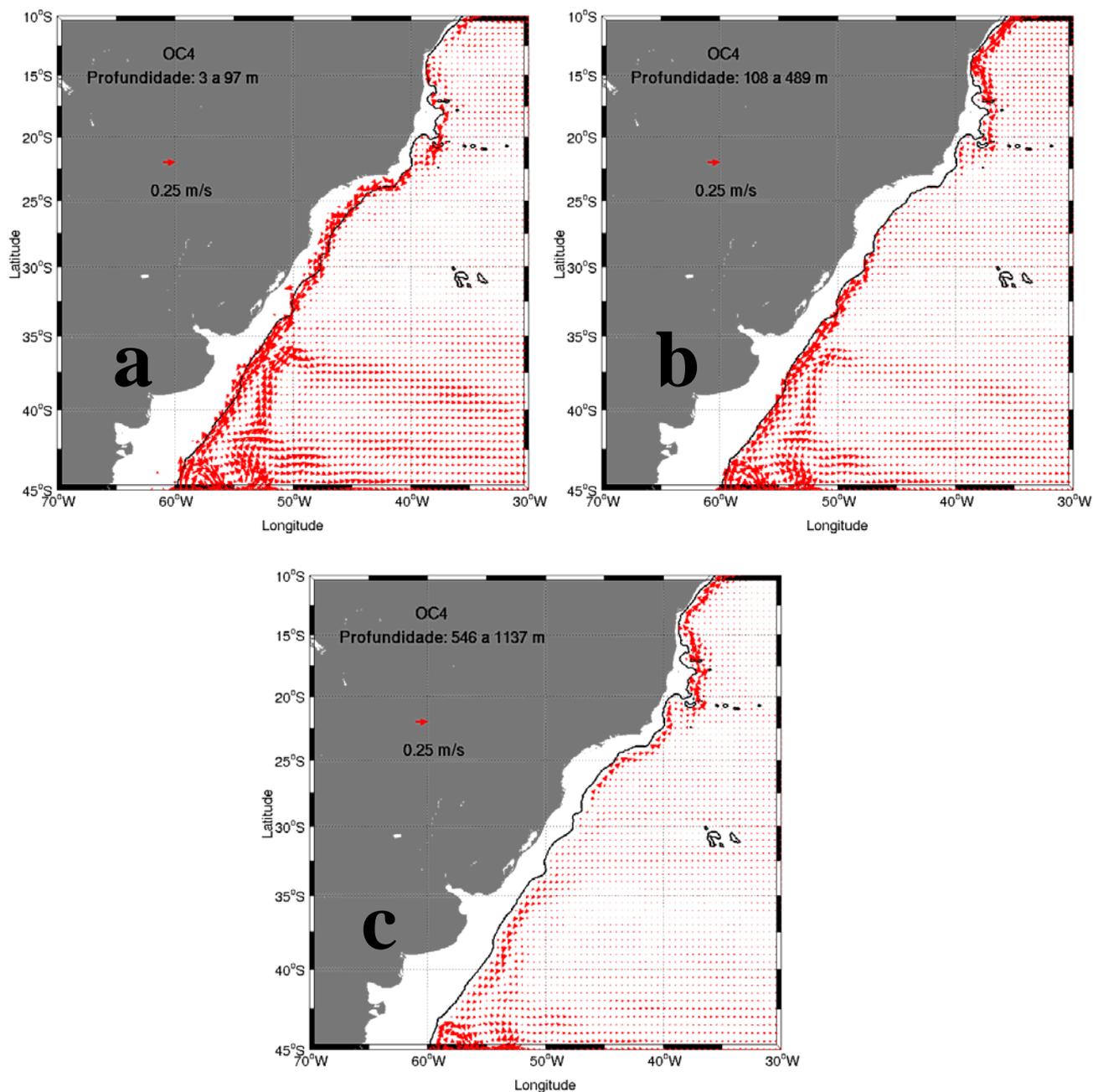


Figura 3. 1: Circulação média no nível da Água Tropical (a), da Água Central do Atlântico Sul (b) e da Água Antártica intermediária (c) obtida a partir dos dados da simulação OC4. As camadas limítrofes e a escala dos vetores de velocidade são indicadas na figura, os vetores são mostrados a cada 0,5°. A linha preta contínua indica a isóbata de 1000 m.

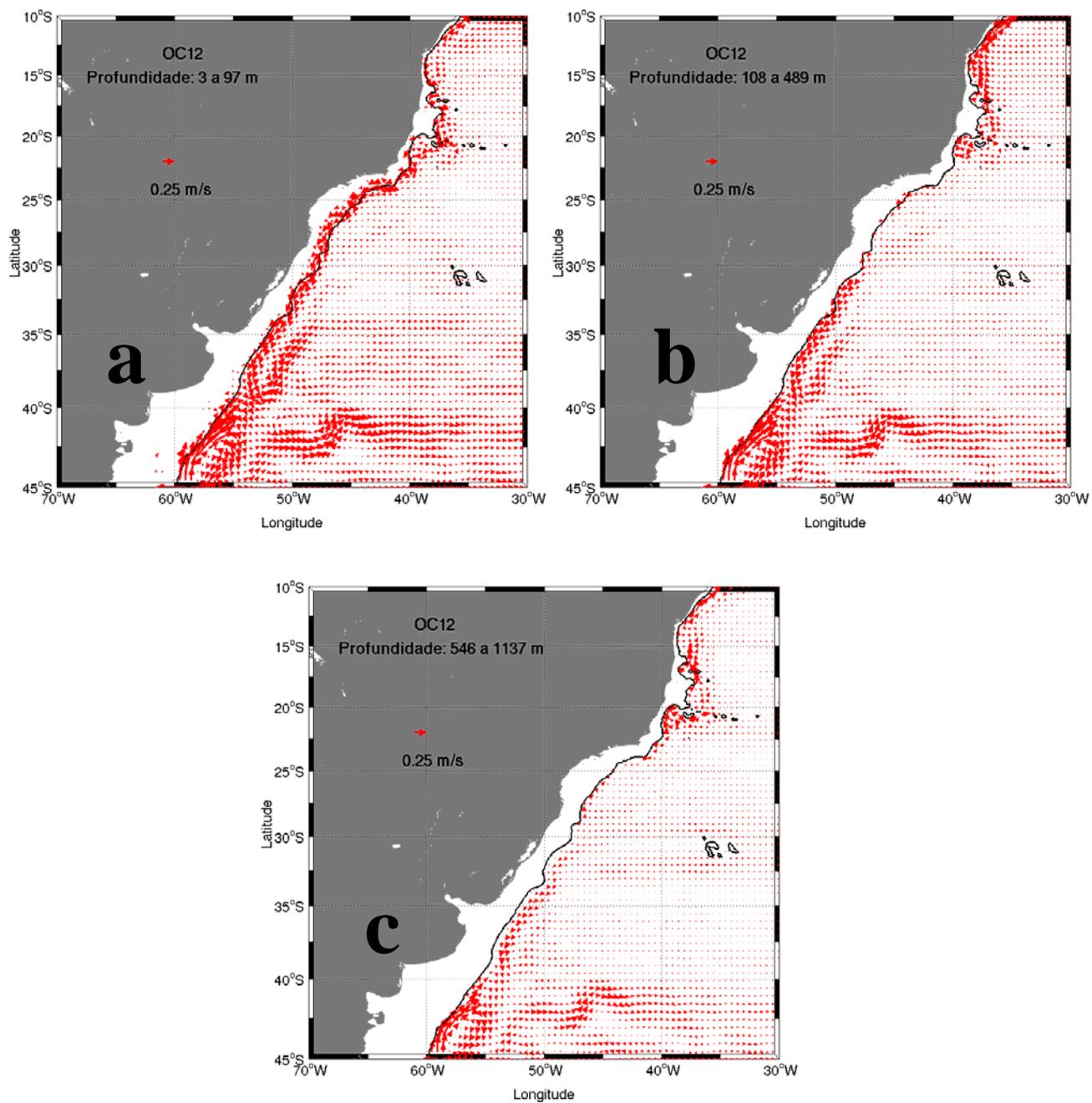


Figura 3. 2: Assim como a Fig. 3.1, mas usando os dados da simulação OC12.

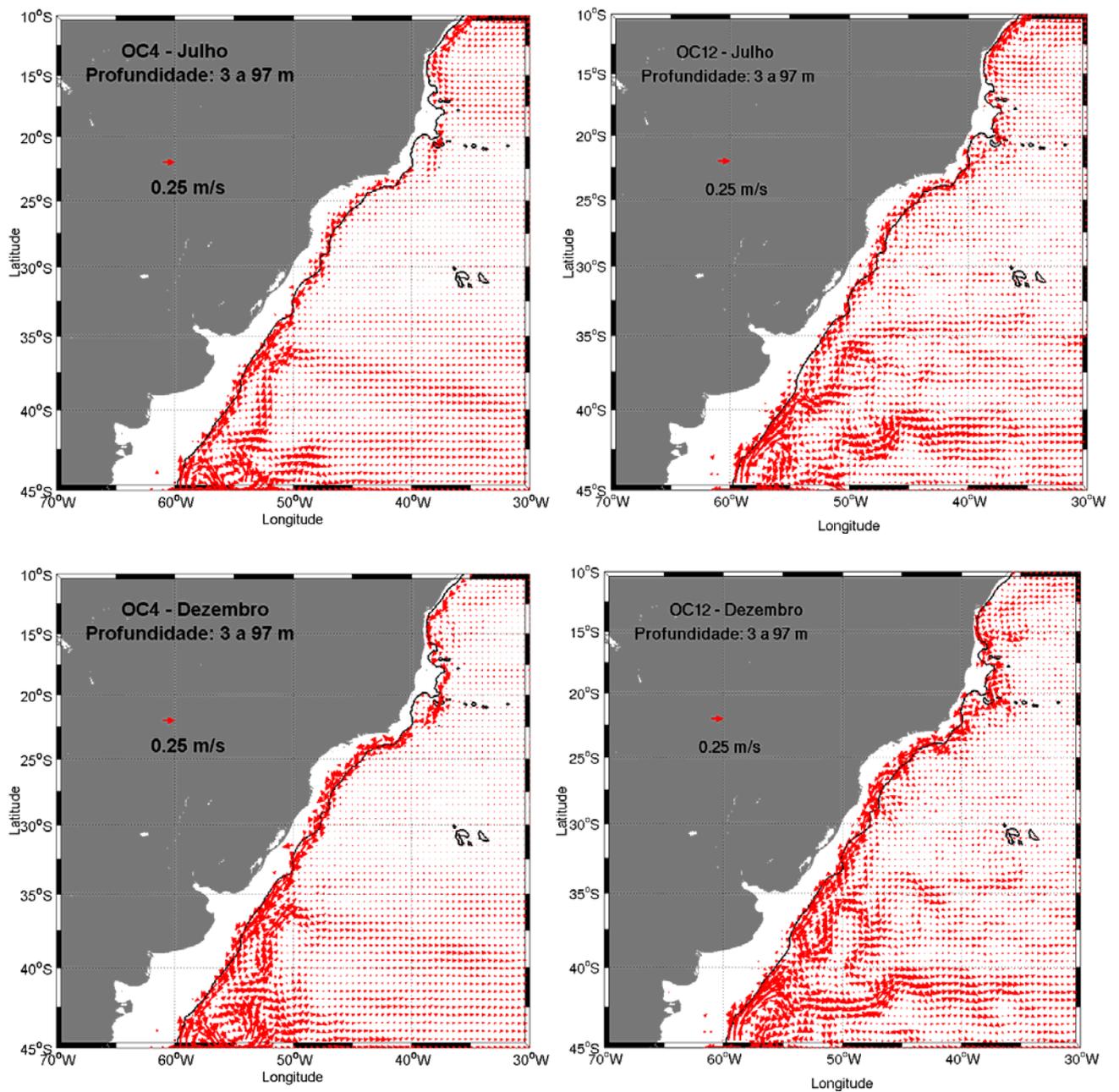


Figura 3. 3: Circulação média dos meses de julho (em cima) e dezembro (em baixo) no nível da Água Tropical (100 m superficiais) obtida a partir dos dados das simulações OC4 (esquerda) e OC12 (direita). As camadas limítrofes e a escala dos vetores de velocidade são indicadas nas figuras, os vetores são mostrados a cada $0,5^\circ$. A linha preta contínua indica a isóbata de 1000 m.

3.2 Seção AX97: dados de batitermógrafos e dados modelados

A temperatura média obtida a partir dos dados hidrográficos (XBT) e das simulações OC4 e OC12 ao longo da seção AX97 (figura 2.1, página11) são apresentadas na figura 3.4. A inclinação das isotermas na porção oeste do perfil sugere a presença de velocidades para sul, relacionadas à CB. A presença de maior ondulação das isotermas nos dados de XBT é uma diferença notável entre os perfis de temperatura. Essas ondulações podem ser causadas por limitações do método de interpolação utilizado ou indícios de vórtices, meandros e/ou ondas internas que não foram completamente removidos devido a, comparativamente, pequena quantidade de dados utilizados para o cálculo da média referente aos dados de XBT. A comparação direta dos valores de temperatura é apresentada na tabela 3.1. De maneira geral, as temperaturas simuladas são menores do que as obtidas com os XBT e o desvio padrão dos dados do OC12 é mais semelhante ao dos dados de XBT do que o do OC4.

Os campos médios da velocidade baroclínica são apresentados nas figuras 3.5 e 3.6. O uso dos níveis de referência (NR) distintos (i.e. 400 e 680 m) causou poucas alterações no padrão de distribuição da velocidade, sendo que o uso do nível mais profundo resulta em maiores velocidades (em módulo) e as correntes acima do NR apresentam maior extensão vertical. Nos seis casos (3 séries de dados testadas com 2 NR), as maiores velocidades para sul encontram-se próximo à superfície da margem oeste da seção, indicando a presença da CB. Nos resultados referentes ao OC4 (figuras 3.5b e 3.6b) esta corrente aparece como uma estrutura mais larga do que o observado nos outros resultados.

Ao leste da CB, a velocidade calculada com os dados de XBT apresenta várias inversões de direção sendo que as maiores velocidades para norte se encontram em 36,6° W e as maiores para sul em 34,6° W (figuras 3.5a e 3.6a). Nos resultados obtidos

com os dados do OC12 existe um sinal desta alternância (variabilidade) de direção até 35° W, não aparecendo estruturas semelhantes nos resultados referentes ao OC4.

Nos campos médios de velocidade rotacionada (figura 3.7), o sinal da CB também está presente, mas a profundidade máxima atingida por esta corrente (representada pela velocidade igual a zero) varia entre 130 e 280 m no OC4 e entre 150 e 400 m no OC12. Abaixo da CB, é possível observar o fluxo para norte associado à Corrente de Contorno Intermediária (CCI) nas duas simulações. Ao leste dessas correntes as velocidades são nulas ou quase nulas no OC4 (figura 3.7a). Na simulação OC12 existe um núcleo pouco intenso de velocidade para sul em $36,3^{\circ}$ W e um sinal de sub-superfície com velocidades positivas por volta de $34,8^{\circ}$ W (figura 3.7b).

A profundidade onde ocorre a menor velocidade média é representada pela linha pontilhada nas figuras 3.8 e 3.9. Além da variação espacial, essas figuras mostram a variabilidade temporal associada ao nível de menor velocidade (barras vermelhas). A presença de variabilidade espacial e temporal torna a escolha de um nível de não movimento apropriado uma tarefa não trivial. Com isso optou-se por continuar avaliando os resultados obtidos com os níveis de referência citados anteriormente, o assunto será discutido com mais detalhes posteriormente.

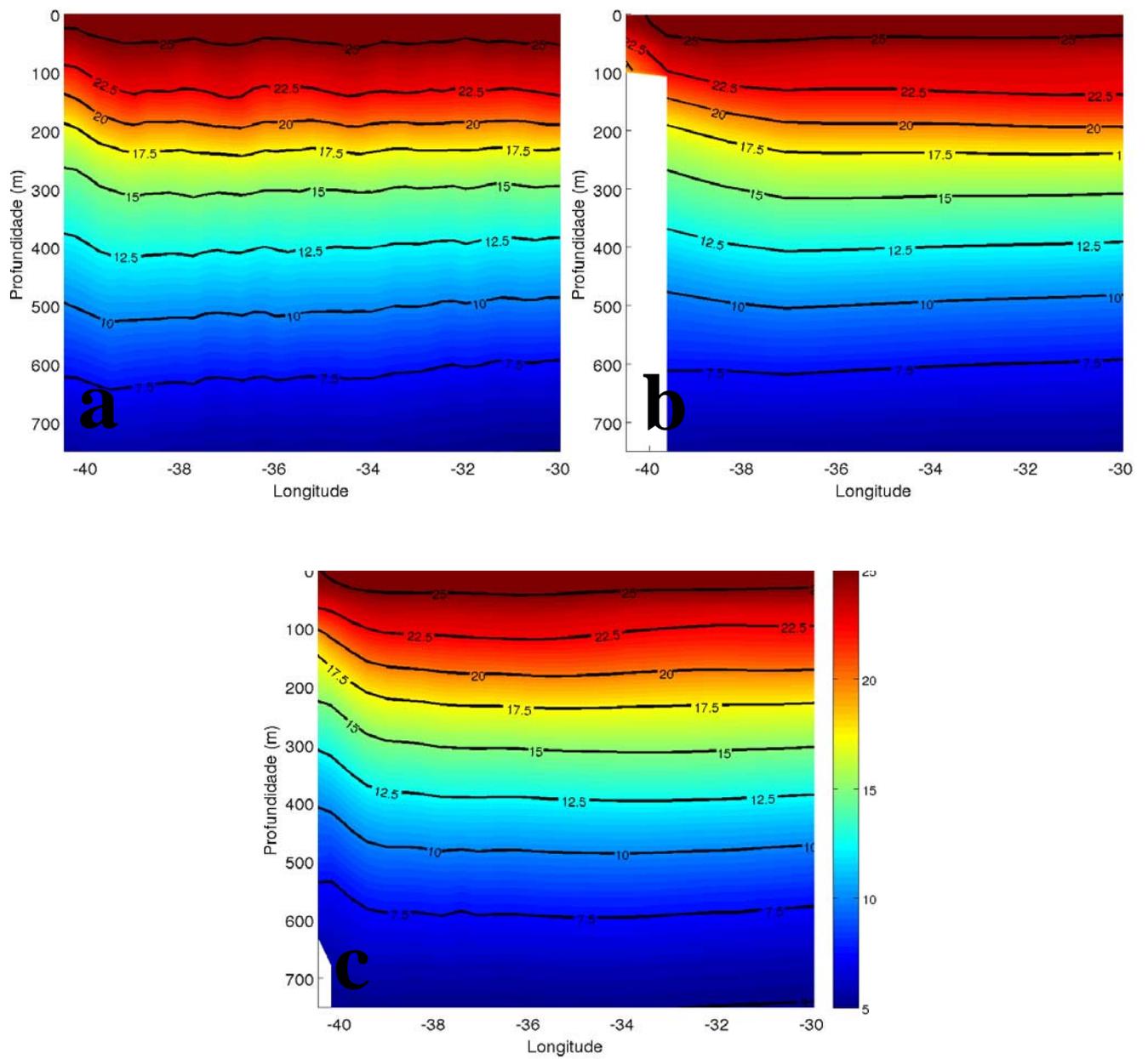


Figura 3. 4: Valores médios de temperatura (°C) obtidos a partir dos dados de XBT (a), do OC4 (b) e do OC12 (c). Contornos em preto são mostrados a cada 2,5°C.

Tabela 3. 1: Temperatura média (M) e desvio padrão (DP) por profundidade referente aos conjuntos de dados usados neste trabalho. As duas colunas a direita mostram a diferença entre os dados modelados (OC4 e OC12) e os dados medidos (XBT).

Prof (m)	XBT (°C)		OC4 (°C)		OC12 (°C)		OC4 - XBT (°C)	OC12 - XBT (°C)
	M	DP	M	DP	M	DP		
0	25,67	1,87	25,32	1,63	25,3	1,66	-0,34	-0,36
20	25,5	1,81	25,22	1,58	25,2	1,63	-0,28	-0,29
50	24,92	1,29	24,16	1,08	24,14	1,11	-0,77	-0,78
100	23,3	0,35	22,64	0,52	22,45	0,52	-0,66	-0,84
150	21,71	0,47	21,77	0,55	20,85	0,47	0,06	-0,86
280	15,63	0,27	15,72	0,3	15,52	0,29	0,09	-0,11
390	12,71	0,21	12,57	0,42	12,26	0,33	-0,14	-0,45
490	10,4	0,21	10,02	0,34	9,65	0,24	-0,37	-0,74
610	7,69	0,19	7,41	0,25	7,04	0,2	-0,28	-0,65
680	6,37	0,15	6,21	0,19	5,92	0,17	-0,16	-0,46

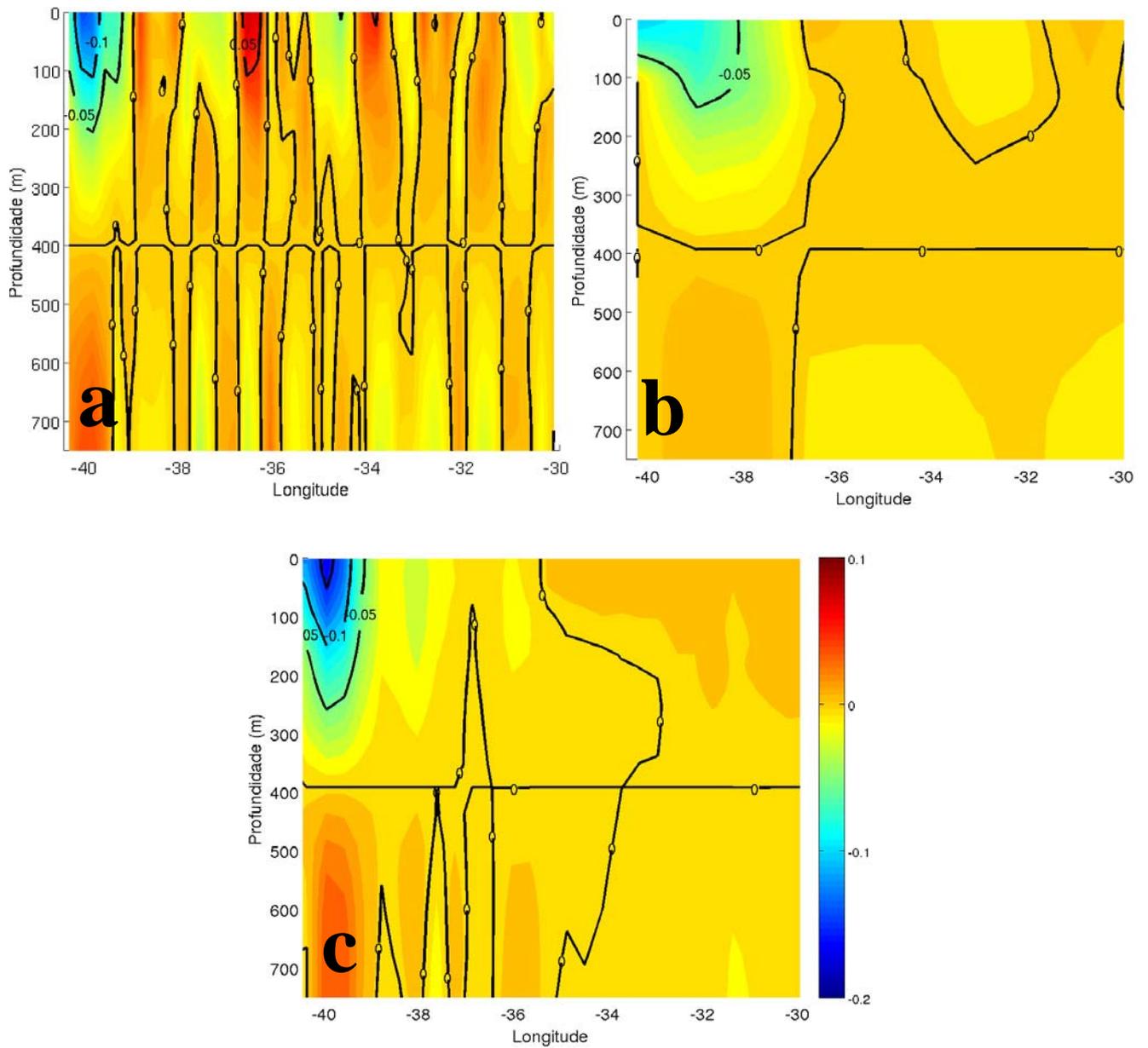


Figura 3. 5: Velocidade baroclínica média (m/s) para a seção AX97 calculada usando o nível de referência de 400 m e os dados de XBT (a), do OC4 (b) e do OC12 (c). Contornos em preto a cada 0,05 m/s.

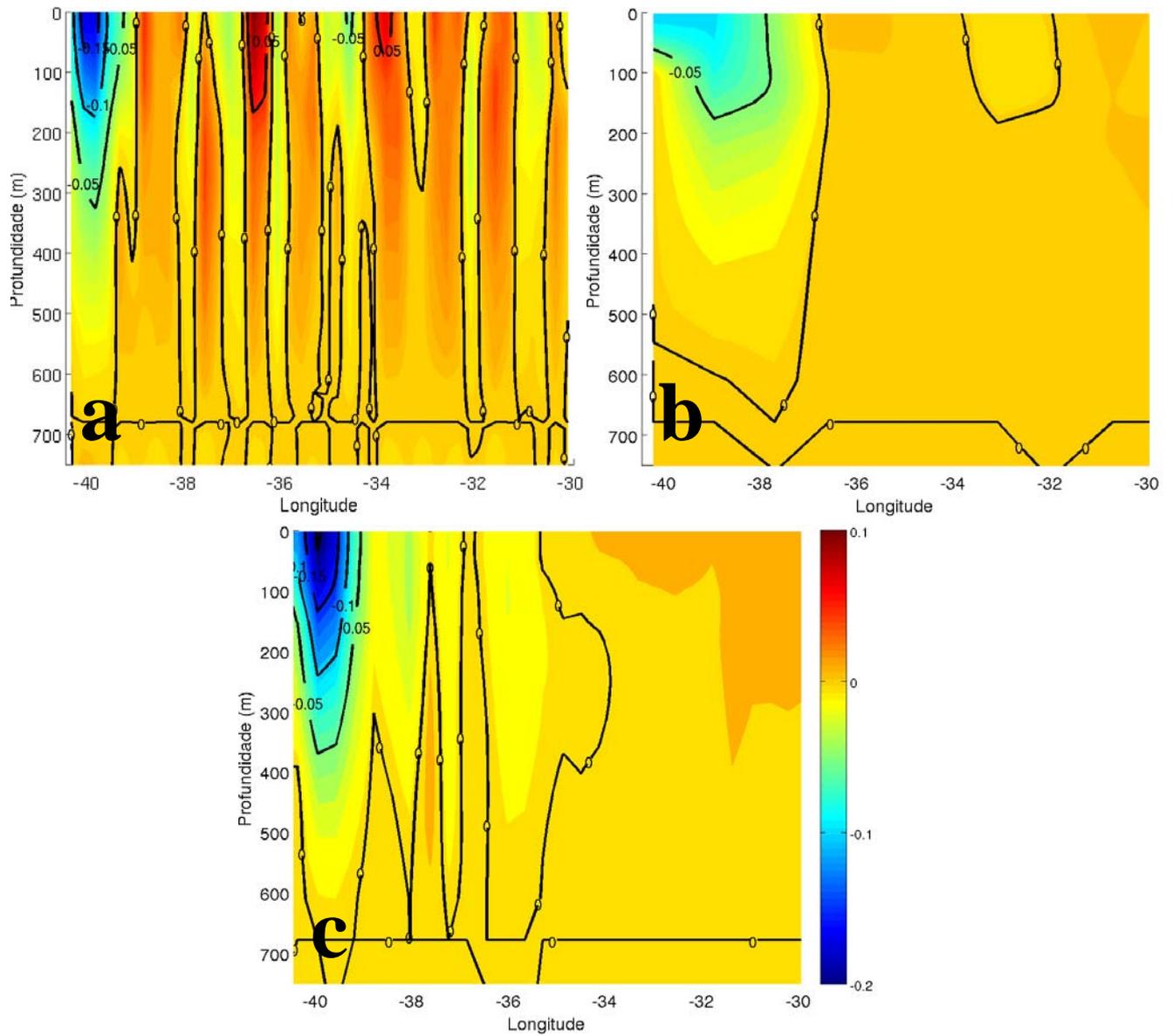


Figura 3. 6: Velocidade baroclínica média (m/s) para a seção AX97 calculada usando o nível de referência de 680 m e os dados de XBT (a), do OC4 (b) e do OC12 (c). Contornos em preto a cada 0,05 m/s.

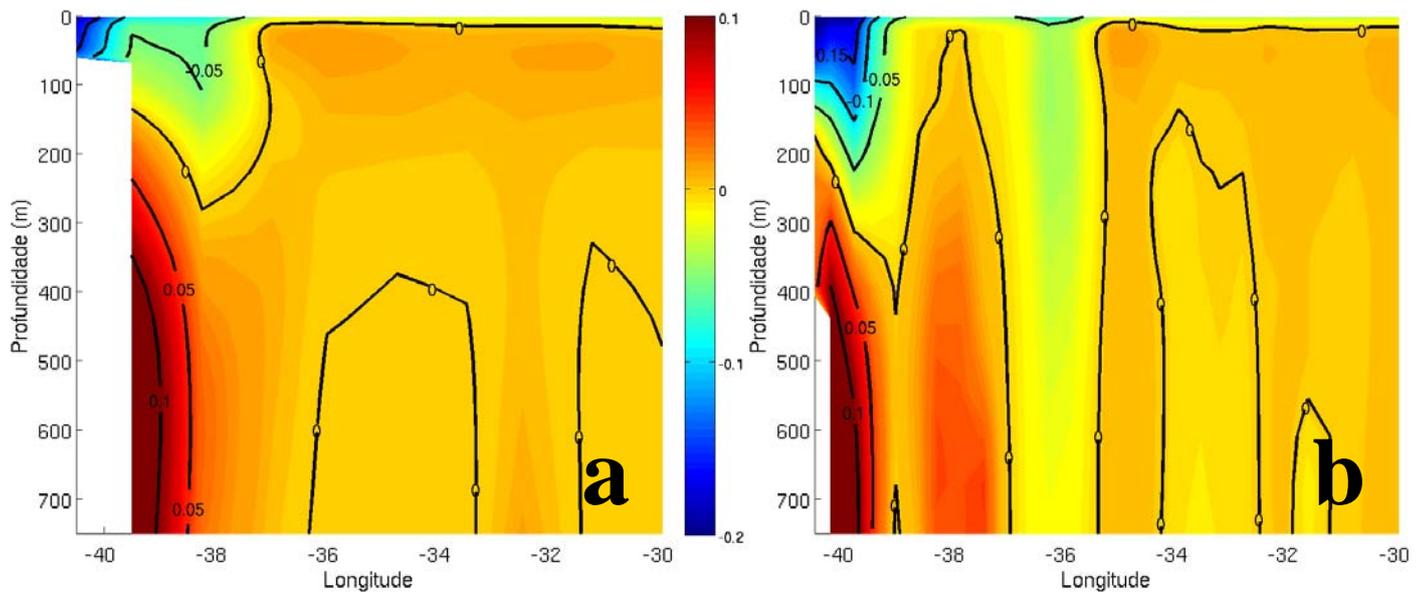


Figura 3. 7: Velocidade rotacionada média (m/s) referente aos dados do OC4 (a) e do OC12 (b). Contornos em preto a cada 0,05 m/s.

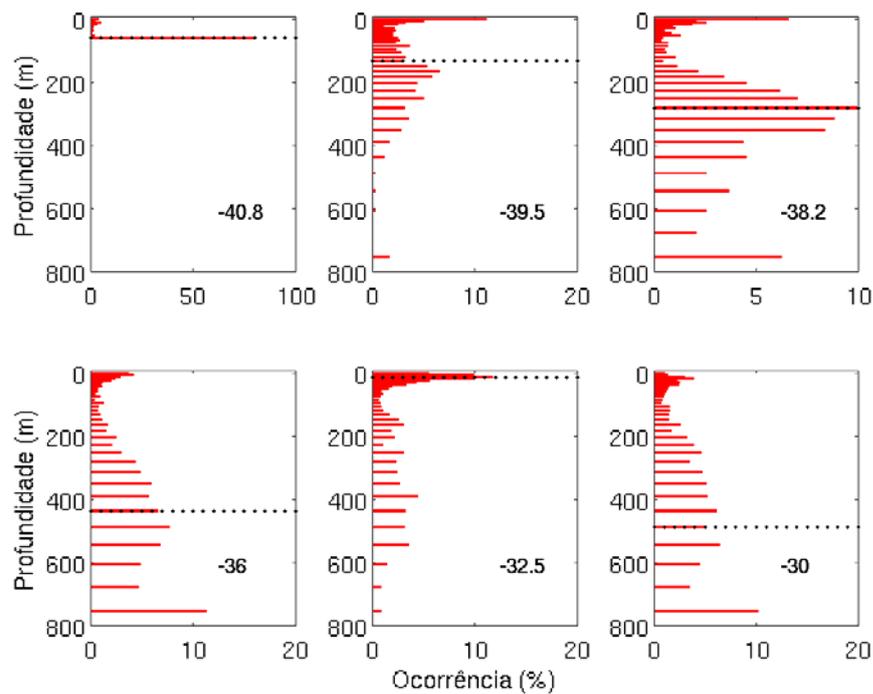


Figura 3. 8: Menor módulo da velocidade rotacionada do OC4. A linha preta é referente ao campo médio e as barras vermelhas indicam a porcentagem de tempo que a velocidade mínima ocorre na profundidade. O número em cada gráfico indica a longitude do perfil analisado. Atenção para a mudanças na abscissa.

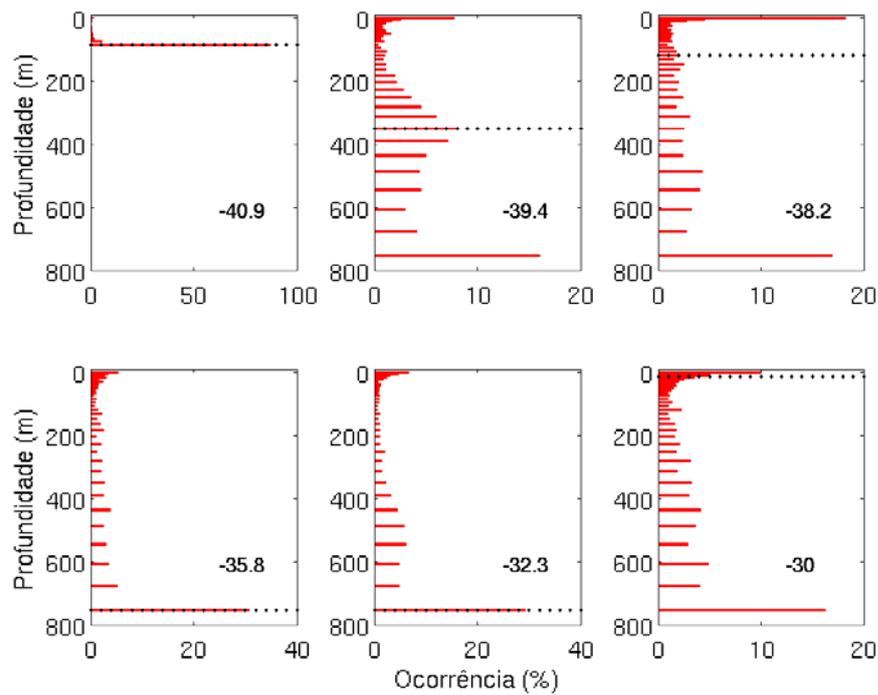


Figura 3. 9: Menor módulo da velocidade rotacionada do OC12. A linha preta é referente ao campo médio e as barras vermelhas indicam a porcentagem de tempo que a velocidade mínima ocorre na profundidade. O número em cada gráfico indica a longitude do perfil analisado. Atenção para a mudanças na abscissa.

O transporte de volume médio acumulado entre a superfície e 400 m de profundidade é mostrado na figura 3.10, enquanto o acumulado até 680 m é apresentado na figura 3.11. Considerando a camada de 400 m (figura 3.10), na margem oeste da seção o transporte é negativo para todos os campos de velocidade com exceção do obtido com a velocidade rotacionada do OC4. Em 39° W o transporte é de -2,3 Sv (1 Sv = $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) para os dados de XBT, -3,84 Sv para a velocidade baroclínica do OC12 e -3,1 Sv para a velocidade rotacionada. A leste, os resultados de XBT apresentam pequena tendência de transporte positivo resultando num total de -1,8 Sv no final da seção. O transporte referente a velocidade rotacionada do OC12 é semelhante ao do XBT até 37° W, deste ponto até 35° W, o transporte integrado passa de -3 Sv para -4,5 Sv, aumentando lentamente até um total de -3,7 Sv. O transporte baroclínico do OC4 é claramente negativo até 37° W onde chega a -3,9 Sv, no restante da seção o transporte de volume é pequeno, sendo a integração final igual a -3,8 Sv. Entre 39° W e 35° W o transporte baroclínico do OC12 apresenta uma ligeira tendência negativa chegando a -

4,7 Sv.

Na integração até 680 m (figura 3.11), o transporte calculado a partir dos dados de XBT é para sul até 39° W, atingindo -3,6 Sv. No restante da seção existe um gradual deslocamento de volume para norte, sendo que a integração total é de apenas -0,8 Sv. A curva análoga referente ao transporte baroclínico do OC12 apresenta um comportamento semelhante na margem oeste, mas no restante do perfil o transporte é pequeno, i.e. o maior transporte foi de -6,3 Sv, sendo que em 39° W alcança -5,3 Sv. O transporte baroclínico acumulado do OC4 é máximo para sul (-4,8 Sv) em 37° W, no restante do perfil é observado um ligeiro transporte para norte culminando em -3,6 Sv. O transporte referente a velocidade total do OC12 é pequeno ao longo de todo perfil variando entre 1,5 Sv em 37° W e -0,7 Sv em 35° W.

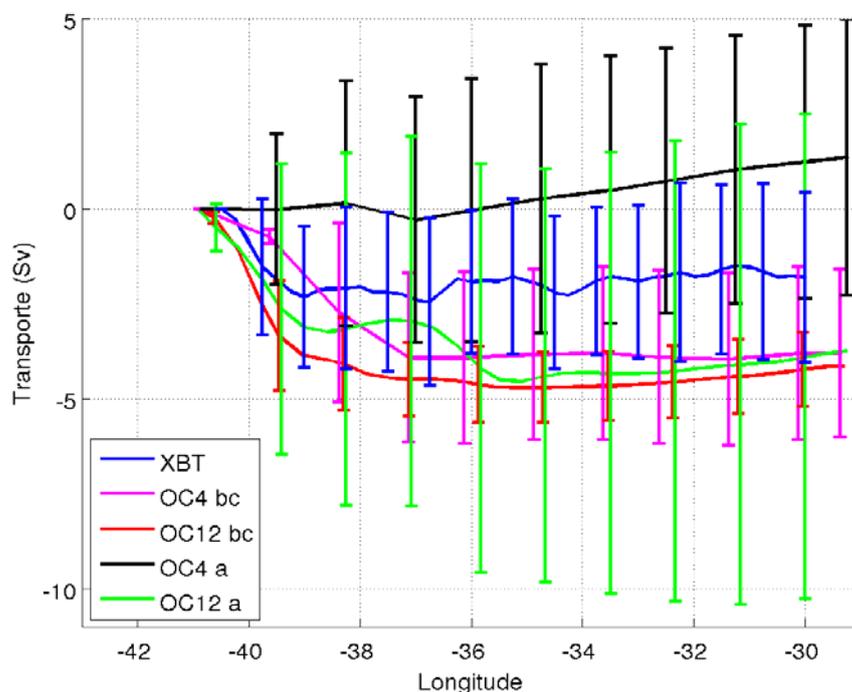


Figura 3. 10: Transporte de volume médio (Sv) entre a superfície e 400 m de profundidade integrado zonalmente (linhas) e o desvio padrão (barras). A legenda da figura indica o banco de dados usado, 'bc' é referente ao transporte baroclínico e 'a' ao rotacionado.

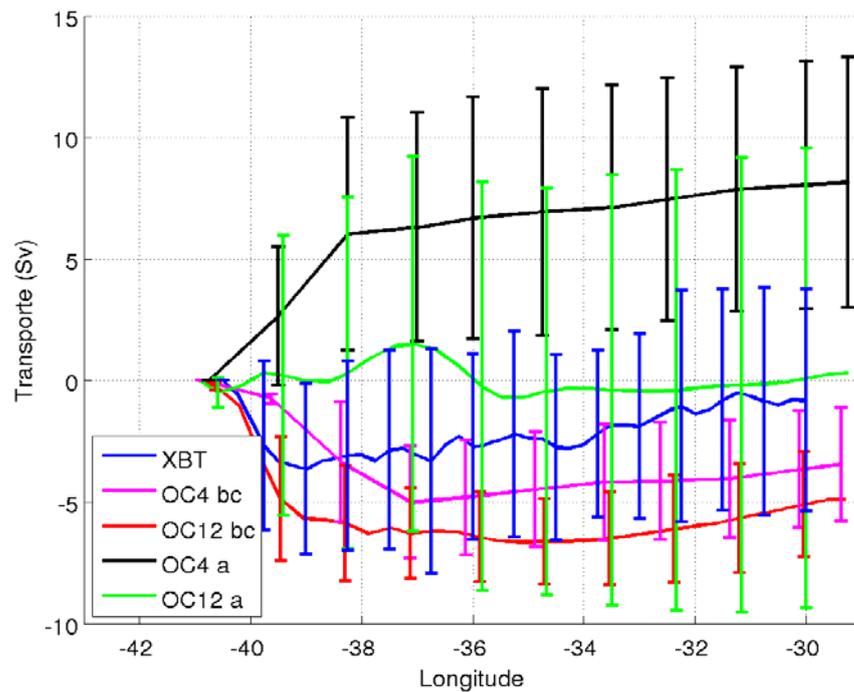


Figura 3. 11: Transporte de volume médio (Sv) entre a superfície e 680 m de profundidade integrado zonalmente (linhas) e o desvio padrão (barras). A legenda da figura indica o banco de dados usado, 'bc' é referente ao transporte baroclínico e 'a' ao rotacionado

3.3 A Variabilidade temporal do transporte de volume

O desvio-padrão do transporte de volume (figuras 3.10 e 3.11) indica que o transporte rotacionado varia mais do que o transporte baroclínico. O transporte referente aos dados de XBT apresenta maior desvio padrão que o transporte baroclínico modelado. A amplitude total da variabilidade pode ser avaliada comparando as repetições da seção (figura 3.12). De maneira geral, os fluxos mais intensos para o norte e para o sul se concentram na margem oeste e os resultados apresentaram maior amplitude quando a integração até o nível mais profundo é considerada.

Os resultados obtidos a partir dos dados mensurados apresentaram valores entre 1,6 Sv e -8,3 Sv quando o NR de 400 m é utilizado e 5,9 Sv e -15,6 Sv considerando o NR de 680 m. O transporte baroclínico do OC4 varia entre -9,7 Sv e 2,7 Sv e entre -12,8 Sv e 4,2 Sv, considerando o NR de 400 m e 680 m, respectivamente. Os resultados

análogos para o OC12 apresentaram amplitude semelhante para o NR mais raso, -9,5 Sv a 2,5 Sv, e maior amplitude quando utilizado o NR de 680 m, -18 Sv a 4,3 Sv. O transporte rotacionado nos 400 m superficiais variou entre -9,8 Sv e 14,2 Sv no OC4 e entre -28,2 Sv a 13,1 Sv no OC12. Na integração até 680 m o transporte rotacionado ficou entre -9,1 Sv e 23,5 Sv e entre -32,5 Sv e 27,2 Sv para OC4 e OC12, respectivamente.

O limite da CB foi definido como o ponto de maior transporte para sul encontrado entre o início da seção e 36° W, o transporte foi considerado nulo quando a integração neste intervalo foi sempre para norte. A fronteira leste foi escolhida porque possibilita a captura dos fluxos da CB provenientes do canal da Cadeia Submarina de Vitória-Trindade mais distante da costa (C2 na figura 1.1, página 2). O transporte da CB foi determinado para cada repetição da seção do OC12, considerando os 400 m superficiais, sendo o resultado mostrado nas figuras 3.13 e 3.14. Segundo a definição adotada, o transporte médio e o desvio-padrão da CB foram de $-6,3 \pm 4,1$ Sv considerando a velocidade rotacionada e $-5,1 \pm 0,9$ Sv para a velocidade baroclínica. A correlação entre as duas séries foi de 0,46. A razão para os resultados referentes a simulação OC4 não terem sido utilizados nesta última análise são apresentados no capítulo apropriado.

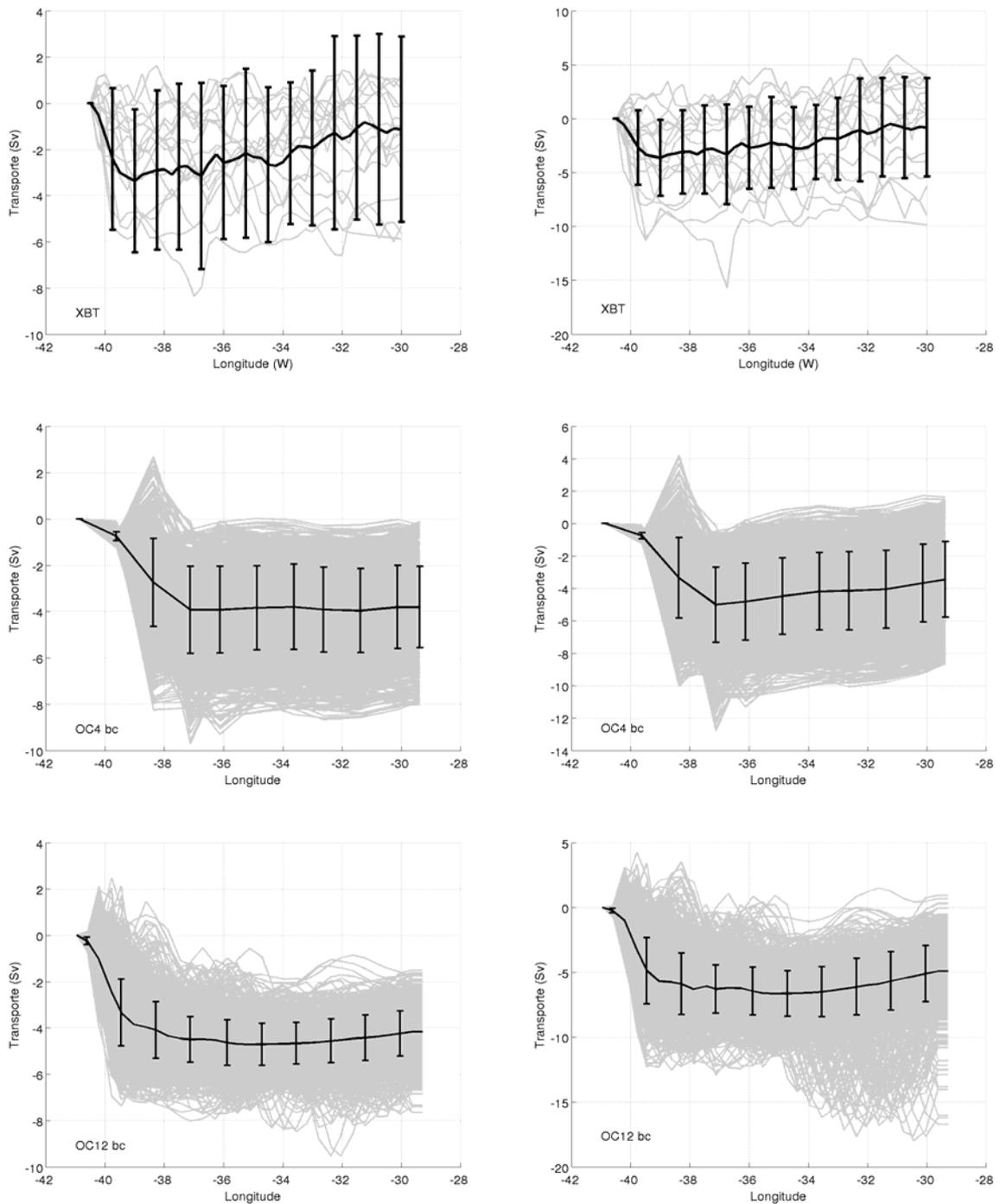


Figura 3. 12: Transporte de volume (Sv) entre a superfície e 400 m (esquerda) e 680 m (direita) de profundidade. Valores médios (linhas pretas), desvio padrão (barras pretas) e as repetições da seção (linhas cinza). A legenda da figura indica o banco de dados usado, ‘bc’ é referente ao transporte baroclínico e ‘a’ ao rotacionado.

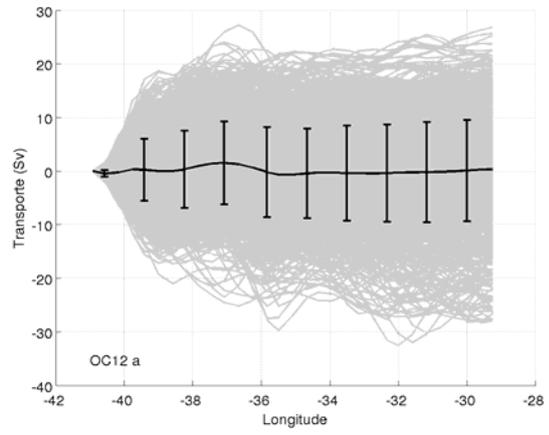
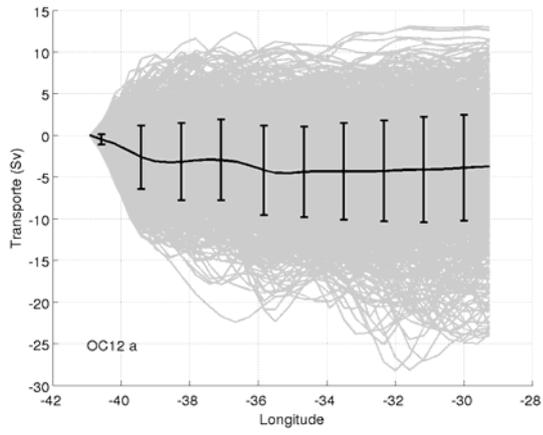
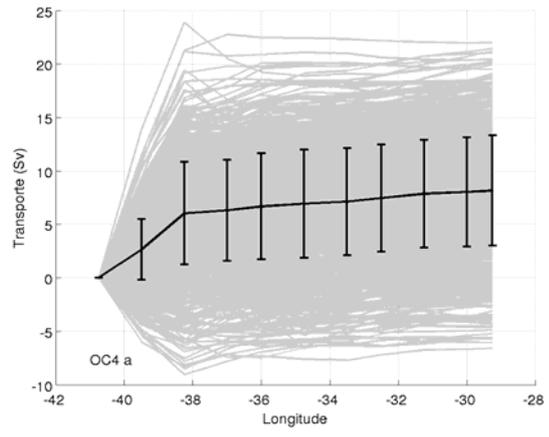
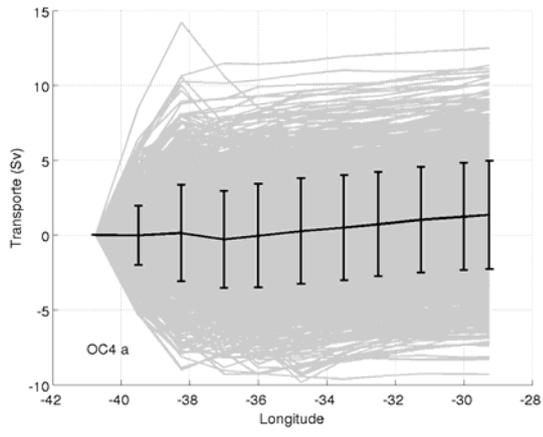


Figura 3. 12: Continuação

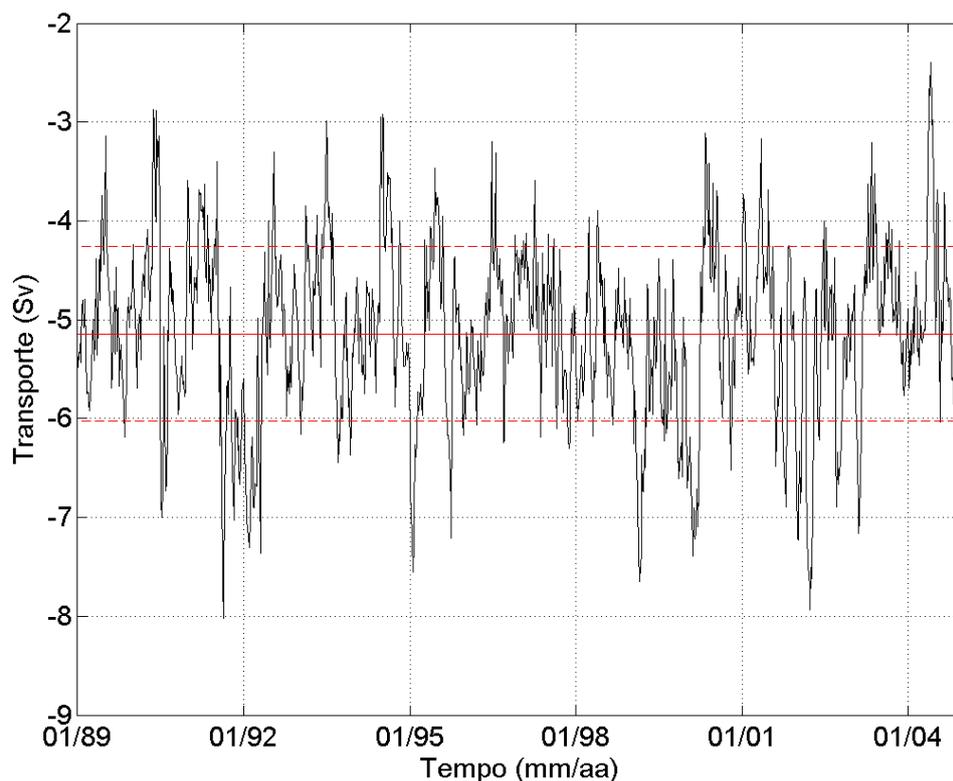


Figura 3. 13: Série temporal do transporte baroclínico da CB, NR 400 m. Também é indicado o transporte médio (linha vermelha contínua) e transporte médio +/- o desvio padrão (linha vermelha tracejada). Dados do OC12.

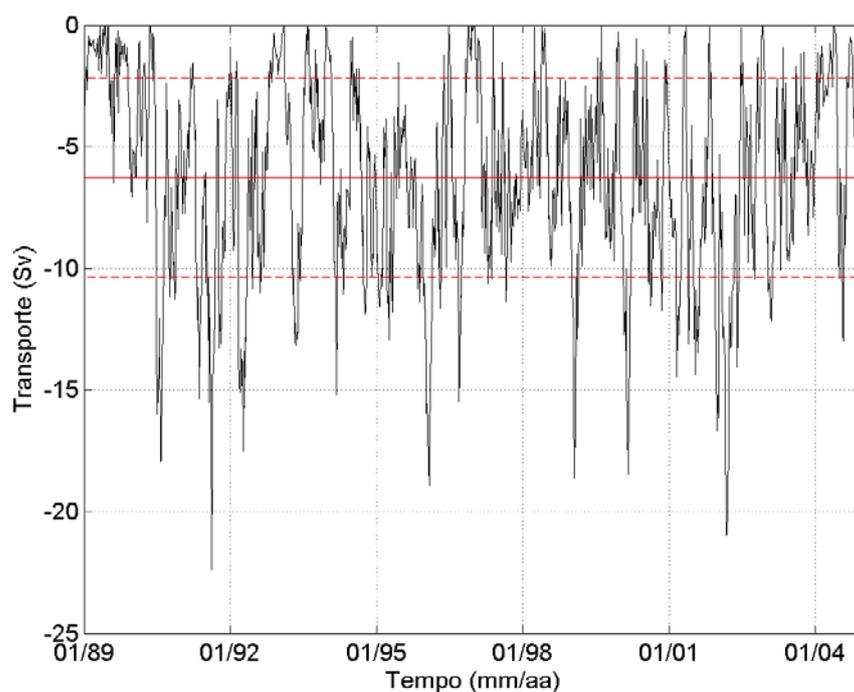


Figura 3. 14: Série temporal do transporte rotacionado da CB. Também é indicado o transporte médio (linha vermelha contínua) e transporte médio +/- o desvio padrão (linha vermelha tracejada). Dados do OC12, integração até 400 m.

3.4 Análise de Composição

Os transportes da CB foram divididos em dois grupos de acordo com a intensidade da CB em relação à média. A figura 3.15 mostra o número de ocorrência mensal (percentual das medidas feitas no mês) dos eventos de menor intensidade da CB, os transportes menores (mais próximos de zero) do que a média são mostrados em azul, os menores do que a média e uma vez o desvio padrão em vermelho e os diferentes da média e duas vezes o desvio padrão em preto. Para o transporte rotacionado, a CB apresenta transporte reduzido com maior frequência no mês de dezembro. Considerando o transporte baroclínico, a CB é mais fraca de maio a julho e mais intensa em agosto e setembro.

A ocorrência dos transportes mais intensos da CB (valores negativos com maior módulo) é apresentada nas figuras 3.16, as cores são análogas a figura 3.15. Transportes rotacionados mais intensos do que a média são mais frequentes em agosto, entretanto, os eventos de transporte extremo (mais intenso do que a média e duas vezes o desvio padrão) da CB ocorrem mais frequentemente em março. Para o transporte baroclínico, outubro e novembro são os meses com maior frequência de eventos mais intensos do que a média, entretanto, os eventos extremos se concentram de janeiro a março.

O transporte médio e o desvio-padrão referente aos dados mensurados, NR 400, foram $-3,3 \pm 2,1$ Sv. A distribuição mensal dos valores maiores e menores do que a média (tabela 3.2) indicam que a CB é mais intensa em fevereiro sendo que nos outros meses não se observa nenhuma tendência clara.

Os resultados referentes ao transporte rotacionado diferentes da média ± 1 desvio-padrão foram utilizados para representar os cenários de máximo e mínimo (mais próximo de zero) transporte da CB. A principal diferença entre a média da temperatura

durante os mínimos e máximos (figura 3.17) da CB é a inclinação das isotermas na margem oeste da seção. O sinal da CB não aparece nos campos de velocidades média dos eventos de menor transporte (figura 3.18a) e a CCI apresenta velocidades semelhantes à média geral, mas com maior extensão vertical. Durante os eventos de máximo transporte (figura 3.18b) a CB aparece, claramente, nos 200 m superficiais da porção oeste da seção, onde velocidades positivas associadas a CCI aparecem abaixo dos 300 m.

Através da análise destas figuras foi decidido avaliar a variabilidade em três posições distintas: o eixo principal da CB ($40,2^\circ$ W), o canal secundário ($36,2^\circ$ W - C2) e área entre canais ($38,6^\circ$ W). A velocidade média dos 100 m superficiais foi calculada nestes pontos e sua variação temporal usada para determinar as frequências de maior energia. Para o eixo principal da CB, a frequência de maior energia (figura 3.19a) corresponde a um período de 183 dias, a variação com período de 320 corresponde ao segundo maior pico de energia, o terceiro é de 69 dias. Entre os dois canais, as maiores energias estão associadas a períodos de 135, 80 e 64 dias (figura 3.19b). A variabilidade ao longo de C2 apresenta sinal anual e nos períodos de 107 e 80 dias (figura 3.19c).

Para concluir a caracterização da circulação dos períodos de maior e menor transporte da CB ao longo da AX97 o campo da velocidade no nível da AT durante os eventos extremos foi comparada aos valores médios. Nos três casos (figura 3.20), é observada uma circulação anticiclônica imediatamente ao norte da CSVT e a bifurcação da CB ao passar pela cadeia. O fluxo pelo canal costeiro (C1 na figura 1.1, página 2) se divide em dois jatos principais que se reagrupam antes de chegar a seção AX97. A água que passa por C2 faz uma breve excursão para sudeste e depois é defletida para o oeste até atingir a região do talude, e desta forma reintegra o fluxo da CB logo depois da CSVT. Em média (figura 3.20a) e durante o maior transporte (figura 3.20c), a CB segue seu rumo acompanhando a quebra da plataforma continental, além da intensificação da

velocidade não são observadas muitas diferenças entre estas duas representações da circulação. Durante o menor transporte (figura 3.20b), o giro anticiclônico é intensificado e a velocidade da água que passa por C2 reduzida. Logo depois da reintegração do fluxo, a CB assume um padrão meandrante e se estabiliza apenas depois de passar pela seção AX97.

A latitude onde a CB se inicia não é muito distinta nos três cenários (figura 3.21), entretanto durante o evento de maior transporte é observada a intensificação de um ramo da CSE que ocorre por volta de 16° S e da Corrente do Atlântico Sul por volta de 35° S e 41° S. Durante o evento de menor transporte da CB, uma porção da água que flui para leste ao sul de 40° S é advectada para norte por volta de 47° W.

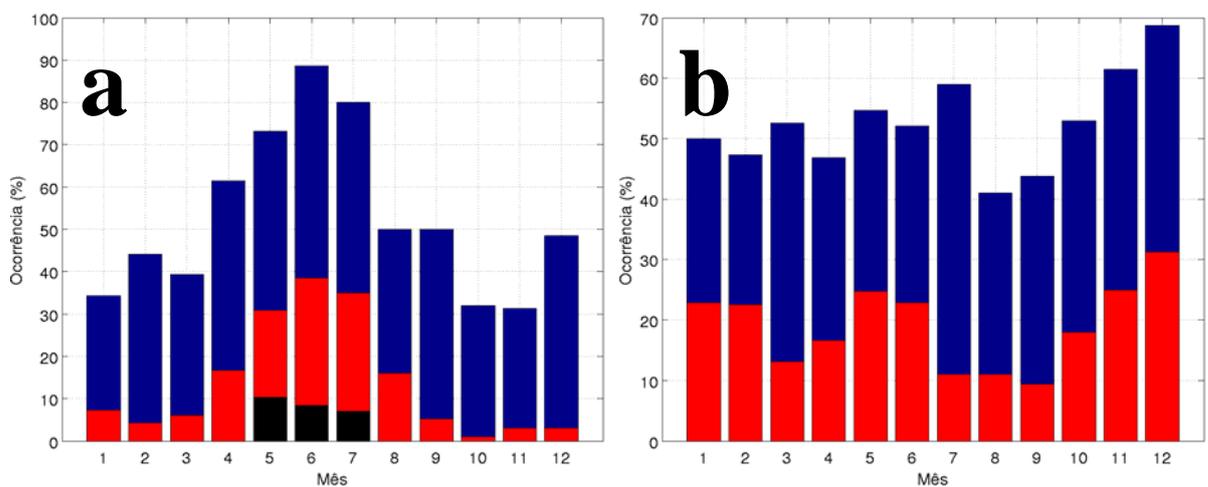


Figura 3. 15: Ocorrência por mês dos transportes baroclínicos (a) e rotacionados (b) quando a Corrente do Brasil é menos intensa (transportes mais próximos de zero), menores do que a média são mostrados em azul, os menores do que a média e uma vez o desvio padrão em vermelho e os diferentes da média e duas vezes o desvio padrão em preto. Dados do OC12.

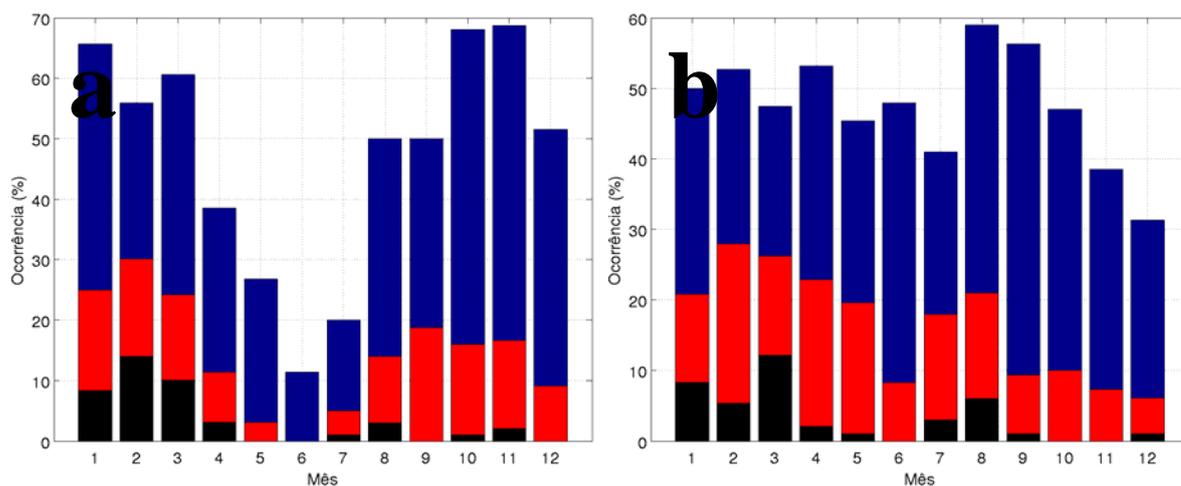


Figura 3. 16: Ocorrência por mês dos transportes baroclínicos (a) e rotacionados (b) quando a Corrente do Brasil é mais intensa, as cores são análogas a figura 3.15. Dados do OC12.

Tabela 3. 2: Ocorrência mensal dos transportes maiores e menores do que a média referente aos dados de XBT. Parênteses indicam os eventos diferentes da média ± 1 desvio-padrão, enquanto o asterisco indica o evento menor que a média menos duas vezes o desvio-padrão.

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
CB mais fraca		1	1	1 (1)		1		3 (1)				1
CB mais intensa		3 (1)		1 (1*)		2		2				1 (1)
Total		4	1	2		3		5				2

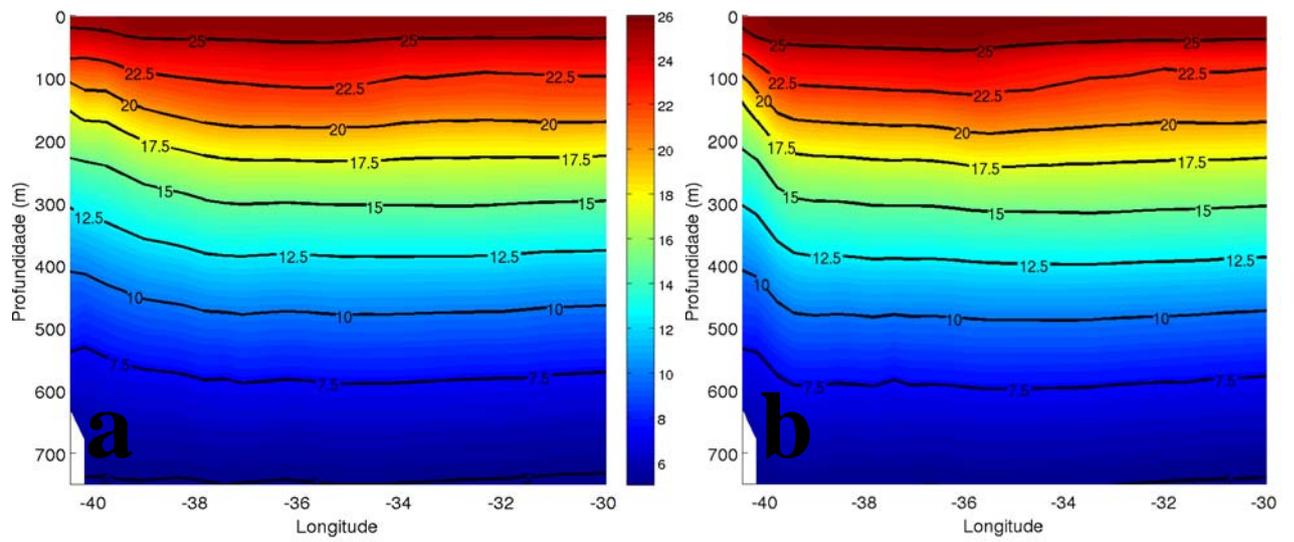


Figura 3. 17: Média da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) durante os eventos de mínimo (a) e máximo (b) transporte da CB. Os contornos pretos são mostrados a cada $2,5^{\circ}\text{C}$. Dados do OC12.

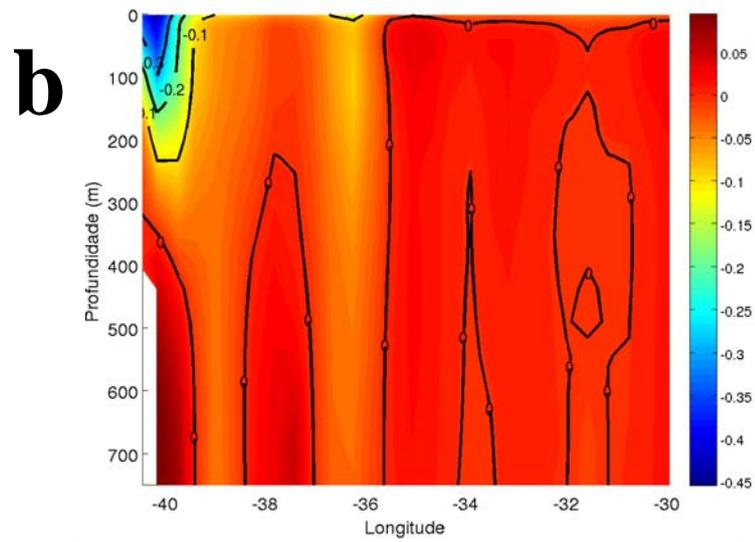
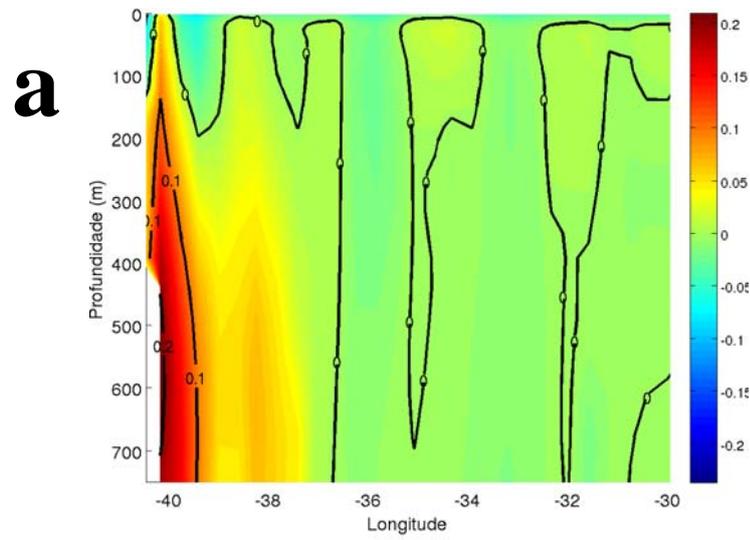


Figura 3. 18: Média da velocidade (m/s) durante os eventos de mínimo (a) de máximo (b) transporte da CB. Os contornos pretos são mostrados a cada 0,1 m/s. Dados do OC12.

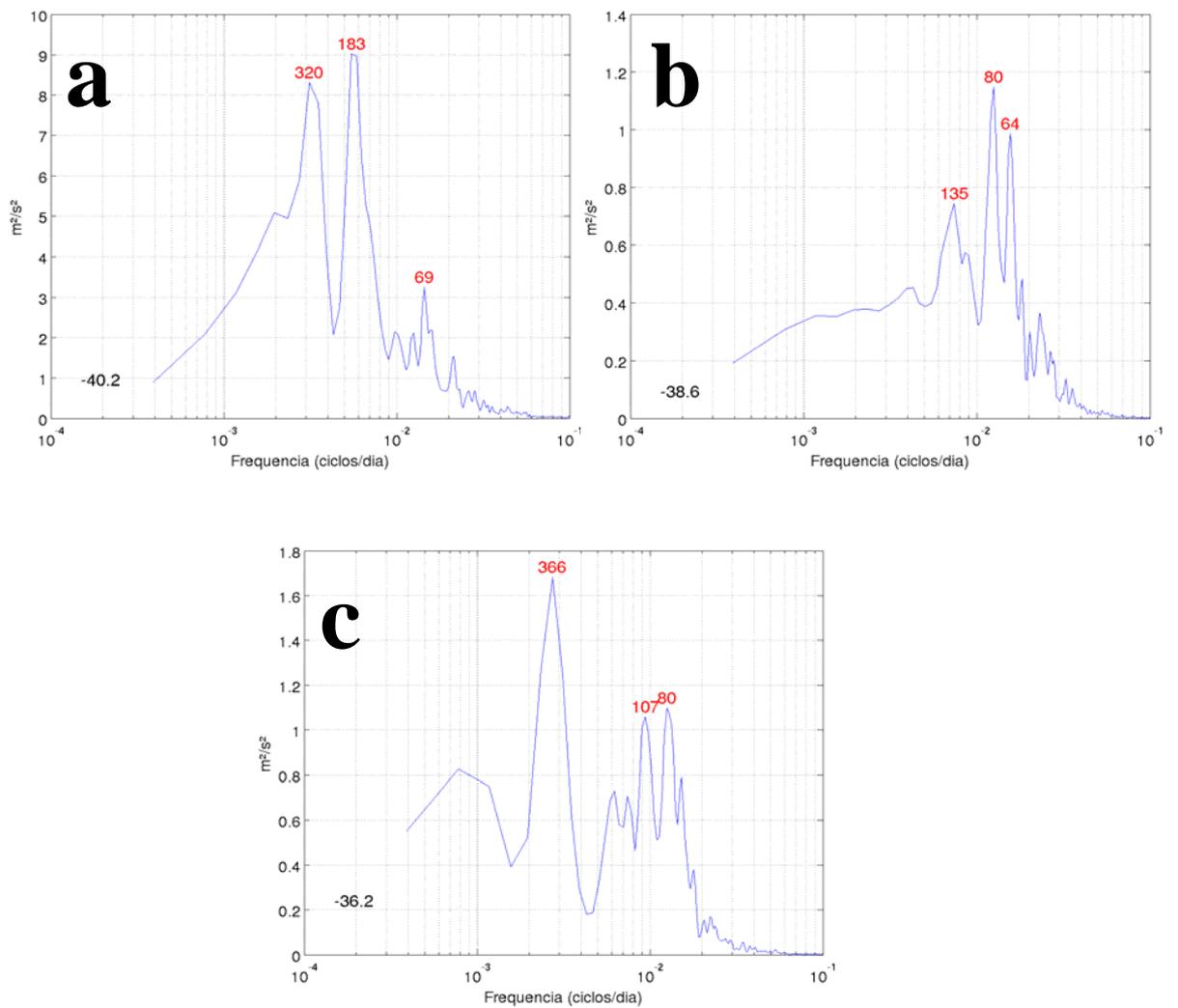


Figura 3. 19: Espectros de densidade de energia preservando a variância (m^2/s^2) para o eixo principal da CB (a), área entre canais (b) e o canal secundário (c). A longitude dos pontos é mostrada no canto inferior esquerdo dos gráficos. Dados do OC12.

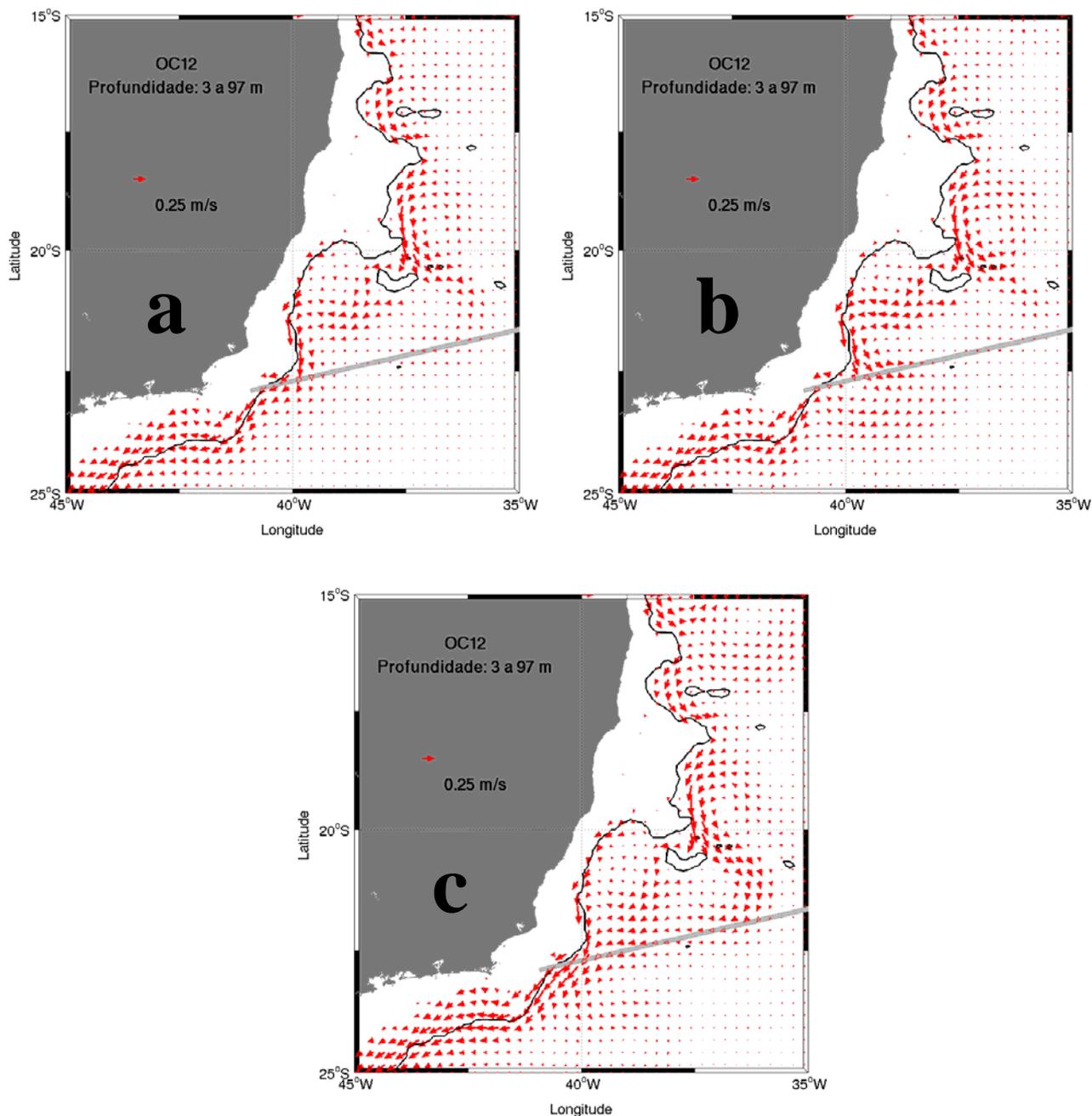


Figura 3. 20: Velocidade média no nível da AT considerando todos os dados (a) e os eventos de mínimo (b) e máximo (c) transporte da CB ao longo da AX97. A linha cinza representa a reta padrão da seção. As camadas limítrofes e a escala dos vetores de velocidade são indicadas na figura, os vetores são mostrados a cada 0,33°. A linha preta contínua indica a isóbata de 1000 m, dados do OC12.

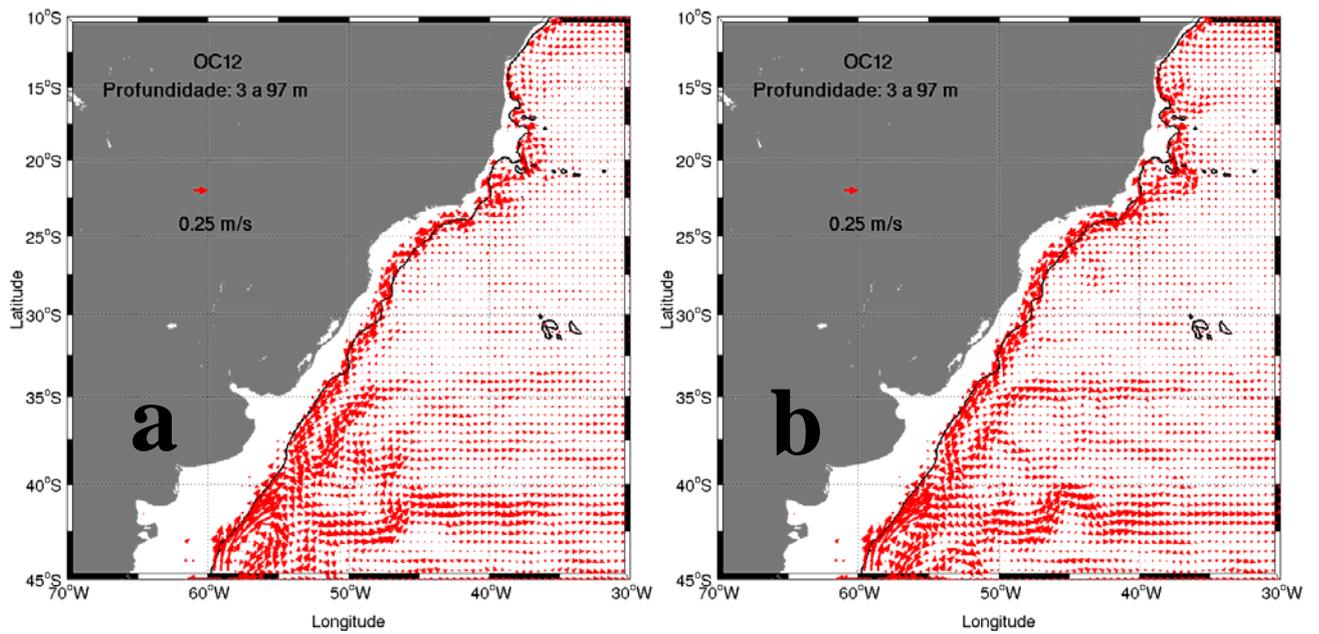


Figura 3. 21: Média da velocidade durante os eventos de mínimo (a) e máximo (b) transporte da CB ao longo da AX97. As camadas limítrofes e a escala dos vetores de velocidade são indicadas na figura, os vetores são mostrados a cada 0,5°. A linha preta contínua indica a isóbata de 1000 m, dados do OC12.

4. Discussão

4.1 Considerações gerais

O padrão da circulação média ao largo da costa brasileira reproduzido nas simulações analisadas é condizente com a descrição apresentada no capítulo 1.1. A diferença mais saliente entre as duas simulações é a latitude em que a ACAS se aproxima da costa brasileira. Neste nível, a simulação obtida com a maior resolução espacial, OC12, tem maior semelhança com a revisão apresentada sobre o assunto. A variabilidade temporal da latitude de bifurcação da CSE no nível da AT é condizente com os resultados modelados por Rodrigues *et al.* (2007). As mudanças na característica do meandro de retroflexão servem de indicio de que o OCCAM representa uma variação na região da Confluência Brasil-Malvinas. Todavia, a comparação com resultados de outros estudos dessa região (e.g. Goni *et al.*, 1996; Goni & Wainer, 2001) demandaria o emprego de critérios para determinação das características de interesse (i.e. separação da CB da costa, extensão meridional e zonal do meandro de retroflexão). Estes critérios, assim como critérios para avaliação da CSE, podem ser obtidos junto à literatura científica (e.g. Stramma & England, 1999; Rodrigues *et al.*, 2007; Soutelino 2008), entretanto não existe consenso de qual critério é o mais adequado. Neste estudo foi utilizada a análise visual dos campos de velocidade que, apesar de bastante simples, foi considerada satisfatória, pois possibilitou uma avaliação geral da circulação modelada pelo OCCAM sem desviar muito do escopo central do trabalho.

Considerando apenas os aspectos oceanográficos, a direção ideal da seção AX97 seria perpendicular ao fluxo da CB, entretanto a logística envolvida na coleta de dados não possibilita essa abordagem. No início do projeto MOVAR, a variação meridional

das medições era desconsiderada para os dados interpolados (i.e. Caspel, 2006), mas como tal abordagem foi criticada pela comunidade científica foi adotado o uso da equação 2.1 para determinar a latitude dos dados interpolados. O procedimento utilizado para selecionar os pontos do modelo ao longo da seção resultou num pequeno número de estações para representar a simulação OC4, portanto a diferença entre os resultados referentes à AX97 não está relacionada apenas com a diferença entre as simulações, mas também com a densidade de amostragem.

Cirano *et al.* (2006) compararam a temperatura potencial de uma simulação do OCCAM realizada com resolução horizontal de $1/4^\circ$ e 36 níveis verticais (o OC4 possui 66 níveis) com a climatologia dos oceanos *World Ocean Atlas* (WOA - Boyer *et al.*, 2005). Segundo os autores, a diferença média de temperatura na região oeste do AS (OCCAM – WOA) foi de $-0,71^\circ\text{C}$ em 52 m de profundidade e $0,81^\circ\text{C}$ em 295 m de profundidade. Ao longo da seção AX97 (tabela 3.1) foi semelhante no nível de 52 m (OC4 – XBT = $-0,77^\circ\text{C}$; OC12 – XBT = $-0,78^\circ\text{C}$), mas foi bem menor na camada mais próxima aos 295 m, a camada de 282 m (OC4 – XBT = $0,09^\circ\text{C}$; OC12 – XBT = $-0,11^\circ\text{C}$). A comparação dos resultados sugere que o aumento de níveis verticais melhorou a representação da temperatura entretanto, essa comparação não pode ser considerada conclusiva, pois os resultados foram obtidos para áreas distintas.

Cirano *et al.* (2006) apontam que, na maioria dos casos, o erro na estimativa de densidade associado ao desvio de temperatura é compensado por um desvio na salinidade. Em termos dinâmicos, essa compensação do erro está associada a uma melhora nas estimativas de transporte de volume (Cirano *et al.*, 2006). Os valores de densidade não foram avaliados neste estudo, no entanto, os gradientes desta propriedade nos dados modelados são semelhantes aos gradientes obtidos usando os dados de XBT e o polinômio de relação TS para a região (Caspel *et al.*, 2009, *subm.*). Tal avaliação é possível porque as velocidades baroclínicas obtidas usando as distintas fontes de dados

são similares. A comparação do desvio padrão de temperatura indica que o OC12 representa melhor a variabilidade observada nos dados mensurados.

A escolha do NR para o cálculo das velocidades baroclínicas em regiões com carência de medições de velocidade é uma tarefa polêmica. A questão torna-se ainda mais complexa quando a circulação esperada para a região de interesse apresenta grandes variações de velocidade. A seção AX97 está associada aos dois fatores. Medições de velocidade reportadas para o entorno da região (Evans & Signorini, 1985; Silveira *et al.*, 2008) indicam que a CB se estende até 400 m de profundidade. Entretanto, a presença de atividade de mesoescala na região (Schmid *et al.*, 1995; Gaeta *et al.*, 1999; Campos, 2006; Silveira *et al.*, 2008), a grande variabilidade encontrada em correntes de contorno oeste análogas a CB (e.g. Lee *et al.*, 1990; Mata *et al.*, 2000; Bryden *et al.*, 2005; Mata *et al.*, 2006a,b) e a própria presença da cadeia de montanhas submarinas sugerem que a corrente seja altamente variável na região. A análise da profundidade da velocidade mínima (módulo) efetuada neste estudo é condizente com o esperado e mostra que, para a camada estudada, o uso de um NR fixo não é capaz de reproduzir a totalidade da circulação. O uso de uma camada isopical como nível de não-movimento variável estaria ligado aos erros da estimativa da salinidade (Caspel *et al.*, 2009, submetido) e, mesmo que não houvesse tal limitação, a variabilidade da CSE teria que ser avaliada para verificar se a porção de água escolhida como referência flui no mesmo sentido ao longo do tempo. Dadas as dificuldades envolvidas, não haveria tempo hábil para realizar testes e implementar o uso de um NR variável. Como a escolha de um nível fixo diferente dos testados não eliminaria as problemáticas envolvidas foi decidido dar continuidade ao estudo sem alterar o NR e avaliar as conseqüências desta escolha.

A velocidade e transporte baroclínico médios calculados a partir das três fontes de dados e usando os dois NR mostram a CB na margem oeste da seção. Quando os

valores rotacionados são considerados fica evidente que, em média, a CB não está presente abaixo dos 400 m de profundidade. Ao largo da CB o transporte de volume apresenta dois comportamentos dependendo do campo de velocidade e do NR utilizado, ele pode ser inexpressivo para o transporte total ao longo da seção ou contribuir com transportes contrários ao da CB. Mesmo nos casos onde o transporte médio é pequeno, a grande variabilidade observada nas repetições da seção indica que existem fluxos significativos na porção leste da seção. Estes podem estar associados ao fluxo da CSE no nível da ACAS, efeito gerado pela rotação das velocidades ou pelo sinal baroclínico desta corrente, vórtices ou a uma possível célula de recirculação da CB (Tsuchiya, 1985; Vianna & Menezes, 2005).

No campo de velocidade média da AT produzido com dados do OC4* existem sinais de uma célula de recirculação contornando a CSVT semelhante àquela sugerida por Tsuchiya (1985). No campo análogo produzido para o OC12*, existem indícios de que uma porção da água se desprenda do jato principal da CB ao sul de Cabo Frio. A maior parte desta água deixa o domínio analisado em direção a África entre 26° e 29° S de maneira similar à proposta apresentada por Mattos (2006). No nível da AT para o OC12 e no nível da ACAS e da AIA para as duas simulações, a circulação ao leste de 36° W é dominada pela CSE nas latitudes ocupadas pela AX97. A ocorrência de vórtices nessa região não foi investigada mas, caso eles ocorram, ou os vórtices se afastam mais do eixo principal da CB do que o indicado nos trabalhos de Schmid *et. al.* (1995) e Campos (2006), ou eles tem uma origem distinta.

Como não existe consenso na literatura sobre o comportamento da água ‘perdida’ pela CB ao sul de Cabo Frio, não é possível determinar qual representação, OC4 (a água contorna a CSVT) ou OC12 (a água vai para leste), é a melhor. As medições utilizadas nesta dissertação (apenas temperatura) também não possibilitam determinar qual a melhor representação.

* visto em uma escala maior que a apresentada na figuras deste trabalho

No OC12, a CB é representada como uma corrente mais estreita e intensa do que no OC4. Para a velocidade baroclínica, esta diferença pode ser resultado da subamostragem do campo termohalino pelo OC4, entretanto, a velocidade rotacionada média indica que a distância entre os pontos não é a única causa para tal discrepância entre as simulações. A CB, assim como outras correntes de contorno oeste, é caracterizada como um fluxo intenso e estreito ao largo das margens continentais (e.g. Tomczak & Godfrey, 1994; Silveira *et al.*, 2000) sugerindo que o cenário obtido com os dados do OC12 é o mais realístico. O núcleo de velocidade para sul encontrado em 36,3° W no campo de velocidade rotacionada do OC12 indica que essa simulação é capaz de reproduzir a bifurcação da CB ao passar pela CSVT (Evans *et al.*, 1983; Silveira *et al.* 2006). Não foram observadas evidências deste sinal no OC4. Estas observações, associadas a representação mais coerente com a literatura da bifurcação da CSE no nível da ACAS, levaram a escolha do OC12 para estudar a variabilidade da CB.

4.2 Variabilidade da CB na região da cadeia Vitória-Trindade

O transporte de volume referente às repetições da seção indicam que o limite zonal da CB varia no tempo. Este fato levou a escolha de um limite variável para representação desta corrente, sendo utilizado o critério de maior transporte para sul encontrado entre o início da seção e 36° W. Como citado anteriormente, a fronteira leste foi escolhida para que os fluxos pelo canal da CSVT mais distante da costa (C2) pudessem ser considerados. O uso do NR mais profundo para o cálculo da velocidade baroclínica não melhorou a representação da variabilidade pois, como citado anteriormente, a principal diferença observada entre os campos de velocidade e transporte é de magnitude e não na longitude em que os valores máximos e mínimos são

observados. Isto, associado à maior concordância entre o transporte rotacionado e baroclínico, levou a seleção da camada de 0-400 m para avaliação da variabilidade da CB.

Os resultados do OC12 indicam que o transporte baroclínico médio da CB é 19 % menor do que o transporte rotacionado. Esta diferença é coerente com os resultados de Silveira *et al.* (2004) e Silveira (2007), que através da reanálise dos dados do TRANSCOBRA (Transporte da Corrente do Brasil - 5 perfis de velocidade entre 23,4° S, 40,11° W e 23° S, 40,9° W) concluíram que o sistema de correntes tem cerca de 75-80% da estrutura vertical determinada pela componente baroclínica. Essa comparação indica que o NR de 400 m é capaz de reproduzir a baroclinicidade média da CB.

Considerando a ocorrência mensal dos eventos de maior e menor transporte da CB, o sistema baroclínico apresenta uma clara variação anual com a CB menos intensa durante os meses de inverno. É observada uma variabilidade aproximadamente semi-anual quando é avaliada a ocorrência mensal dos eventos distintos da média +/- o desvio padrão. Este sinal é semelhante nos dois sistemas sendo que os transportes máximos da CB ocorrem em fevereiro e em agosto no campo rotacionado, no campo baroclínico o segundo pico ocorre em setembro.

As análises espectrais realizadas mostram de maneira mais objetiva a contribuição dos ciclos de diversos períodos. Como os processos oceanográficos considerados nesta dissertação não são determinísticos e, dadas as limitações do método de análise espectral, os picos de energia aparecem associados a um intervalo de frequências. Sabendo disso, foram considerados como ciclos anuais o pico mais energético em C2 e o segundo mais forte ao longo do eixo principal da CB. O ciclo semi-anual é o mais energético no eixo principal da CB.

Diversos estudos mostram a importância dos ciclos anuais e semi-anuais na região tropical e equatorial do Atlântico (e.g. Carton & Zhou, 1997; Artamonov *et al.*, 2002;

Foltz *et al.*, 2003; Lumpkin & Garzoli, 2005; Schouten *et al.*, 2005; Rodrigues *et al.*, 2007). Os resultados destes estudos indicam que o sinal predominante varia de uma região para outra em função da variabilidade dos ventos alísios e do fluxo de calor. Existem evidências de que Vórtices das Agulhas são transportados até a região de Cabo Frio por ondas de Rossby numa frequência de dois por ano (Azevedo, 2009, em preparação). Através de experimentos numéricos, Rodrigues *et al.* (2007) associaram a variabilidade anual do ramo sul da CSE à variações do campo de vento e encontram um sinal semi-anual relacionado aos fluxos de calor, para a questão investigada o efeito do vento foi predominante. De forma análoga, pode-se inferir que as correntes em C2 são dominadas pelo efeito do vento e no eixo principal da CB as duas forçantes têm importância semelhante, entretanto os fenômenos de mesoescala, remotos ou locais, podem contribuir para acumulação de energia nestas frequências (e.g. Stammer & Wunsch, 1999).

Os picos observados nos espectros de energia da área entre canais (38,6° W), o segundo e terceiro pico de energia encontrado para C2 e o terceiro período mais energético ao longo do eixo principal da CB provavelmente estão associados a meandros e/ou vórtices. Tal afirmação é fundamentada nas consideráveis evidências da ocorrência periódica de eventos de mesoescala na região da seção AX97 (Schmid *et al.*, 1995; Gaeta *et al.*, 1999; Campos, 2006; Silveira *et al.*, 2006; Silveira *et al.*, 2008) e o período típico destes eventos observado em correntes de contorno oeste; ~ 76 dias para a CB em 28° S (Oliveira, 2003), ~ 100 dias para a Corrente de Kuroshio (Zhang *et al.*, 2001), ~ 100 dias para a Corrente Leste da Austrália (Mata *et al.*, 2006a). A influência de vórtices e meandros em correntes de contorno também foi observada em frequências próximas a anual e semi-anual (e.g. Stammer & Wunsch, 1999; Mata *et al.*, 2006a; Mata *et al.*, 2006b). Utilizando modelagem numérica, Campos (2006) sugere que o Vórtice de Vitória (VV - Schmid *et al.*, 1995) ocorre com uma frequência de duas vezes por ano e

especula que instabilidades barotrópicas e baroclínicas atuem em conjunto na geração e crescimento do vórtice.

Os resultados de Campos (2006) possibilitam associar o ciclo semi-anual observado para o eixo principal da CB na seção AX97 ao VV. A presença de um giro ciclônico imediatamente ao sul do canal da CSVT mais próximo a costa (C1), posição em que foi registrado o VV (Schmid *et al.*, 1995), nos campos de velocidade média no nível da ACAS sugere que o gatilho para propagação do vórtice esteja ligado a camada superficial. A associação de vórtices ao meandramento de correntes é comum nos oceanos (e.g. Rossby, 1987; Mata *et al.* 2006a; Mata *et al.*, 2006b). Como tal associação já foi observada entre o VV e a CB (Schmid *et al.*, 1995; Campos, 2006; Silveira *et al.*, 2006; Silveira *et al.*, 2008), o cenário de mínimo transporte da CB parece mais favorável para ocorrência de vórtices.

Utilizando dados de correntometria e imagens de satélite, Oliveira (2003) observou a ocorrência de um vórtice durante um evento de mínimo transporte da CB. Durante esse evento o fluxo apresentou caráter barotrópico para norte e o sinal da CB estava ausente. O cenário de menor transporte observado na representação da seção AX97 por dados do OC12 também não indica a presença da CB. Entretanto o campo de velocidade no nível da AT mostra que esta corrente de contorno oeste está presente mas, devido ao meandramento, flui ao longo da seção. O meandramento das correntes surge quando estas se tornam instáveis devido ao excesso de energia. A intensificação da corrente pode ser uma das fontes de instabilidade.

Os resultados apresentados indicam que a variabilidade do transporte da CB na latitude de Cabo Frio está associada a mudanças no volume de água que passa por C2. O fluxo da CB através de C1 parece variar pouco, ao menos nos 100 m superficiais, todavia sem uma investigação mais específica não é possível avaliar se, em média, o maior transporte de água ocorre por este canal conforme sugerido por Evans *et al.*

(1983). Resultados obtidos com dados de derivadores de superfície (Oliveira, 2008) mostram o aumento de velocidade da CB entre uma seção imediatamente ao sul de C1 e outra ao largo de Cabo Frio (transectos III e IV no trabalho de Oliveira, 2008) e, apesar de não mencionado no estudo, é possível observar a bifurcação e reorganização da CB ao passar pela CSVT. A divisão do fluxo que passa por C1 juntamente com o fluxo proveniente de C2 podem estar relacionados com a trifurcação da CB observada por Silveira *et al.* (2006). O giro anticiclônico ao norte da cadeia submarina é semelhante ao Vórtice de Abrolhos (Silveira *et al.*, 2006; Soutelino, 2008).

A análise da circulação da AT ao longo de todo percurso da CB indica que a latitude onde esta corrente se inicia não é o principal fator para mudanças de intensidade ao longo da AX97, pois não são observadas grandes diferenças na latitude de bifurcação da CSE. O mecanismo de controle destas mudanças parece estar relacionado a um ramo da CSE que ocorre por volta de 16° S. Apesar de não ser muito evidente nas figuras mostradas, a intensificação e enfraquecimento da CB ao longo da seção é refletida em toda a corrente indicando que o monitoramento da seção AX97 pode auxiliar na investigação de outras áreas.

5. Conclusões

A velocidade perpendicular a seção apresenta significativa variabilidade temporal, principalmente na região ocupada pela Corrente do Brasil (CB), mas esta não está relacionada apenas a intensificação/desintensificação da corrente mas também ao seu meandramento. Apesar das variações na corrente, o uso do nível de referência de 400 m de profundidade foi satisfatório para obtenção do transporte baroclínico médio da CB, sendo este igual a $-5,1 \pm 0,9$ Sv no OC12 e $-3,3 \pm 2,1$ Sv para os dados de XBT. O aumento da resolução espacial gerou melhoras nos resultados de simulação numérica realizadas com o OCCAM (*Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project*), todavia as duas simulações analisadas reproduziram razoavelmente bem os aspectos gerais da circulação. O mesmo ocorre para a representação da variabilidade da temperatura ao longo da seção AX97.

Na região ao sul da Cadeia Submarina Vitória-Trindade (CSVT), a CB apresenta variabilidade anual e semi-anual significativas. A intensificação dessa corrente ocorre com maior frequência no verão e com menor frequência no início do inverno austral. O enfraquecimento da CB é mais comum no fim do outono e da primavera. As alterações no fluxo da CB na região da quebra da plataforma continental ao largo de Cabo Frio estão relacionadas à passagem de água pelo canal secundário (mais distante da costa) da CSVT. Mesmo que a passagem da CB pela CSVT ocorra pelo canal mais próximo a costa (Evans *et al.*, 1983) o estudo da circulação pelo segundo canal é de grande importância para a compreensão da variabilidade.

De forma simplificada, a variabilidade da CB pode ser descrita como: (i) quando a CB esta fraca, o fluxo de água pelo canal secundário (mais distante da costa) da CSVT é pequeno e a corrente apresenta um padrão meandrante ao sul da CSVT e (ii) quando o transporte da CB é maior, a bifurcação da CB é evidente sendo o fluxo intenso nos dois

canais, a corrente de contorno se reorganiza junto ao talude logo depois de passar pela cadeia. Os dois cenários parecem se suceder e podem estar associados a propagação de vórtices ou anomalias da própria corrente; quando a corrente se intensifica ela se torna mais instável, o meandramento se inicia para dissipar energia e, neste processo, pode gerar um vórtice.

A maioria das características discutidas sobre a variabilidade são provenientes da análise de simulação numérica (este estudo, Campos, 2006, Rodrigues *et. al.*, 2007) que tiveram sua eficiência testada (foram validados) através da comparação com valores médios e/ou singulares de medições *in situ*. Independente da falta de observações *in situ*, a forte variabilidade de correntes ao largo da Bacia de Campos é incontestável e todo conhecimento gerado pode ser útil para navegação. O conhecimento da circulação é ainda de grande importância para elaboração de planos de contenção de óleo adequados uma vez que parte dos hidrocarbonetos se dispersa pela coluna de água.

As medições realizadas pelo projeto de ‘Monitoramento da Variabilidade entre o Rio de Janeiro - RJ e a Ilha da Trindade – ES’ (MOVAR) apresentam um grande potencial para o estudo das mudanças na circulação, principalmente se forem associadas a outras ferramentas de pesquisa. Nesta dissertação este potencial foi demonstrado utilizando dados do modelo de circulação global OCCAM (*Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project*) e os resultados obtidos podem ser utilizados para direcionar estudos futuros.

6. Referências bibliográficas

- ARTAMONOV, Y.V.; N.P. BULGAKOV & P. D. LOMAKIN. 2002. Intra-year Variability of Geostrophic Zonal Currents in the Tropical Zone of the South Atlantic. *Phys. Oceanog.* 12(6): 341-352.
- AZEVEDO, J. L..2009. Um Estudo Analítico do encontro de Vórtices Anticiclônicos com a Borda Continental. *Tese de Doutorado em preparação. Universidade Federal do Rio Grande.*
- BARINGER, M. & S.L. GARZOLI. 2007. Meridional Heat Transport determined with Expendable Bathythermographs. Part 1: error estimates. *Deep-Sea Res. I.* **54**(8): 1390-1401.
- BOYER, T.; S. LEVITUS; H. GARCIA; R. LOCARNINI; C. STEPHENS & J. ANTONOV. 2005. Objective analyses of annual, seasonal, and monthly temperature and salinity for the world ocean on a 0.25° Grid. *Int. J. Climatol.* **25**: 931-945.
- BRYDEN, H. L., L. M. BEALI & L. M. DUNCAN. 2005: Structure and transport of the Agulhas Current and its temporal variability. *J. Oceanogr.*, **61**: 479–492.
- CAMPOS, E.J.D. 2006. The Equatorward Translation of the Vitoria Eddy in a Numerical Simulation. *Geophys. Res. Let.* **33**: L22607.
- CARTON J.A. & Z.X. ZHOU. 1997. Annual cycle of sea surface temperature in the tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.* **102**: 27813-27824.
- CASPEL, M. R.; M.M. MATA & M. CIRANO. 2009. Sobre a relação TS na porção central do Atlântico Sudoeste: uma contribuição para o estudo da variabilidade oceânica no entorno da Cadeia submarina Vitória-Trindade. *Revista Atlântica* submetido.
- CASPEL, M. R.. 2006. A Corrente do Brasil na região da cadeia submarina de Vitória-Trindade. *Trabalho de Graduação em Oceanologia. Universidade Federal do Rio Grande*, 62 p..

CIRANO, M.; M.M. MATA; E.J.D. CAMPOS & N.F. DEIRÓ. 2006. A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação Global OCCAM. *Rev. Bras. Geofís.* **24**: 209-230.

COWARD, A.C. & B.A CUEVAS. 2005. The OCCAM 66 Level Model: physics, initial conditions and external forcing. *SOC Technical report*, **99**: 58p.

DENGLER, M.; F.A. SCHOTT; C. EDEN; P. BRANDT; J. FISCHER & R.J. ZANTOPP. 2004. Break-up of the Atlantic deep western boundary current into eddies at 8 degrees S. *Nature*. **432**(7020):1018-1020.

EMERY, W.J. & R. E. THOMSON. 1998. Data and their analysis methods in physical oceanography. *Pergamon Press, Amsterdam*, 634 p.

EVANS, D.L. & S.R SIGNORINI. 1985. Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*. **315**(6014): 48-50.

EVANS, D.L.; S.R. SIGNORINI & L.B. MIRANDA. 1983. A Note on the Transport of the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.* **13**(9): 1732-1738.

FOLTZ, G.; J.A. CARTON & E. CHASSIGNET. 2003. Tropical instability vortices in the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **109**: C03029.

GAETA, S.A.; J.A. LORENZETTI; L.B. MIRANDA; S.M.M. SUSINI-RIBEIRO; M. POMPEU & C.E.S. DE ARAÚJO. 1999. The Vitoria Eddy and its relation to the phytoplankton biomass and primary productivity during the austral fall of 1995. *Arch. Fish. Mar. Res.* **47**(2/3): 253-270.

GARZOLI, S.L. & M.O. BARINGER. 2007. Meridional heat transport determined with expandable bathythermographs-Part II: South Atlantic transport. *Deep-Sea Res. I.* **54**(8): 1402-1420.

GONI, G. & I. WAINER. 2001. Investigation of the Brazil Current front variability from altimeter data. *J. Geophys. Res.* **106**(C12): 31,117-31,128.

GONI, G.J.; S. KAMHOLZ; S. GARZOLI & D. OLSON. 1996. Dynamics of the Brazil-Malvinas Confluence Based on Inverted Echo Sounders and Altimetry. *J. Geophys. Res.* **101**: 16273-16289.

GOURETSKI, V.V. & K. JANCKE. 1996. A new hydrographic data set for the South Pacific: synthesis of WOCE and historical data. *WHP SAC technical report, 2. WOCE Report, 143/96*.

GUINEHUT, S.; P.Y. LE TRAON; G. LARNICOL & S. PHILLIPS. 2004. Combining ARGO and remote-sensing data to estimate the ocean three-dimensional temperature fields. *J. Mar. Syst.* **46**: 85–98.

LARGE, W.G.; J.C. DANABASOGLU & S.C. DONEY. 1997. Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: annual-mean climatology. *J. Phys. Oceanogr.* **27**: 2418-2446.

LEE, T.N.; W. JOHNS; F. SCHOTT & R. ZANTOPP. 1990. Western Boundary Currents East of Abaco, Bahamas at 26.5°N. *J. Phys. Oceanogr.* **20**: 446-466.

LIU, Y.; M. FENG; J. CHURCH & D.X. WANG. 2005. Effect of salinity on estimating geostrophic transport of the Indonesian Throughflow along the IX1 XBT section. *J. Oceanogr.* **61**(4): 795-801.

LUMPKIN, R. & S.L. GARZOLI. 2005. Near-surface Circulation in the Tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res. I.* **52**: 495-518.

MATA, M.M.; M. THOMCZAK, S. WIJFFELS & J.A. CHURCH. 2000. East Australian Current volume transport at 30°S: Estimates from World Ocean Circulation Experiment hydrographic sections PR11/P6 and the PCM3 current meter array. *J. Geophys. Res.* **105**(C12): 28509-28526

MATA, M.M.; S. WIJFFELS; J.A. CHURCH & M. TOMCZAK. 2006a. Statistical description of the East Australian Current low-frequency variability from the World Ocean Circulation Experiment PCM3 Current Meter Array. *Mar. Fresh. Res.* **57**(3): 273-290.

MATA, M.M.; S. WIJFFELS; J.A. CHURCH & M. TOMCZAK. 2006b. Eddy shedding and energy conversions in the East Australian Current. *J. Geophys. Res.* **111**: C090034.

MATTOS, R.A. 2006. Feições de Meso e Grande Escalas da Corrente do Brasil ao largo do Sudeste Brasileiro. *Dissertação de Mestrado em Oceanografia. Universidade de São Paulo*. 126 p.

MOLINARI, R. L. & J. F. FESTA. 2000. Effect of subjective choices on the objective analysis of sea surface temperature data in the tropical Atlantic and Pacific oceans. *Oceanologica Acta* **23**(1):3-14

MORRIS, M.; D. ROEMMICH & B. CORNUELLE. 1996. Observations of variability in the South Pacific Subtropical Gyre. *J. Phys. Oceanogr.* **26**:2359-2380

OLIVEIRA, L. R..2003. Estudo da variabilidade da Corrente do Brasil a 28° Sul. *Dissertação de Mestrado em Oceanografia. Universidade Federal do Rio Grande*.

OLIVEIRA, L. R..2008. Energética do Atântico Sudoeste a Partir de Observações Lagrangeanas e de Simulações do Parallel Ocean Climate Model. *Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande*.

OORT, A.H.; S.C. ASCHER; S. LEVITUS & J.P. PEIXÓTO. 1989. New estimates of the available potential energy in the World Ocean. *J. Geophys. Res.* **94**:3187-3200.

POND, S. & G.L. PICKARD. 1986. *Introductory Dynamical Oceanography*. Pergamon Press. 349p.

RINTOUL, S. R.; S. SOKOLOV & J.A. CHURCH. 2002. A 6 year record of baroclinic transport variability of the Antarctic Circumpolar Current at 140°E derived from expendable bathythermograph and altimeter measurements. *J. Geophys. Res.*, **107**(C10): 19.1-19.22.

RODRIGUES, R.R. & J.A. LORENZZETTI. 2001. A Numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal

upwelling. *Cont. Shelf Res.* **21**(4): 371-394.

RODRIGUES, R.R.; L. ROTHSTEIN & M. WIMBUSH. 2007. Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: A numerical study. *J. Phys. Oceanogr.* **37**: 16-30.

ROEMMICH, D. & B. CORNUELLE. 1990. Observing the fluctuations of Gyre-Scale Ocean Circulation: A study of Subtropical South Pacific. *J. Phys. Oceanogr.* **20**: 1919-1934.

ROEMMICH, D. 1983. Optimal estimation of hydrographic station data and derived fields. *J. Phys. Oceanogr.* **13**: 1544-1545.

ROSSBY, T. 1987. On the energetics of the Gulf Stream at 73 °W. *J. Mar. Res.* **45**: 59-82.

SANDWELL, D. T. & W. H. F. SMITH. 1995. Marine Gravity from satellite Altimetry. *The Geological Data Center, Scripps Inst. of Oceanography, La Jolla*, arquivo digital versão 7.2.

SCHMID, C.; H. SCHÄFER; G. PODESTÁ & W. ZENK. 1995. The Vitoria Eddy and Its Relation to the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.* **25**(11): 2532-2546

SCHOUTEN, M.W.; R.P. MATANO & T.P. STRUB. 2005. A description of the seasonal cycle of the equatorial Atlantic from altimeter data. *Deep-Sea Res. I.* **52**: 477-493

SILVEIRA, I.C.A.. 2007. O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ. *Tese de Livre Docência. Universidade de São Paulo*, 160 p.

SILVEIRA, I.C.A.; L. CALADO; B.M. CASTRO; M. CIRANO; J.A.M. LIMA & A.S. MASCARENHAS. 2004. On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current System at 22°S-23°S. *Geophys. Res. Lett.* **31**: L14308.

SILVEIRA, I.C.A.; A.C.K. SCHMIDT; E.J.D. CAMPOS; S.S. GODOI & Y. IKEDA. 2000. A Corrente do Brasil ao largo da Costa Leste Brasileira. *Rev. Bras. Oceanogr.*

48(2), 171–183.

SILVEIRA, I.C.A.; E.O. RIBEIRO; R.A. MATTOS; F.P.A. FERNANDES & J.A. LIMA. 2006. Mesoscale Brazil Current Patterns between 18-22 S. *In: Ocean Sciences Meeting*, Honolulu.

SILVEIRA, I.C.A.; J.A.M. LIMA; A.C.K. SCHIMD; W. CECCOPIERI; A. SARTORI; C.P.F. FRANCISCO & R.F.C. FONTES. 2008. Is the meander growth in the Brazil Current System off Southeast Brazil due to baroclinic instability? *Dyn. Atmos. Oceans*. **45**: 187-207.

SOUTELINO, RG. 2008. A Origem da Corrente da Brasil. *Dissertação de Mestrado em Oceanografia. Universidade de São Paulo*, 101 p.

STAMMER, D. & C. WUNSCH. 1999. Temporal changes in eddy energy of the oceans. *Deep-Sea Res. II*. **46**: 77-108.

STRAMMA, L. & F. SCHOTT. 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res. II*. **46**: 279-303.

STRAMMA, L. & M. ENGLAND. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.* **104**(C9): 20863-20883

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

TOMCZAK, M. & J.S. GODFREY. 1994. Regional Oceanography: An introduction. *Elsevier, New York*, 422p.

TSUCHIYA, M. 1985. Evidence of a double-cell subtropical gyre in the South Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.* **43**(1): 57–65.

VIANNA, M.L. & V.V. MENEZES. 2005. Circulação oceânica: monitoramento por meio de altimetria multi-satélite. *Em: Oceanografia por satélites*, R.B. Souza (editor). *Oficina de Textos*. São Paulo, 50–60.

WEBB, D. J., B. A. de CUEVAS & A. C. COWARD. 1998. The first main run of the OCCAM global ocean model. *Southampton Oceanography Centre Internal Document*, **34**: 44p.

WELCH, P. D. 1967. The use of Fast Fourier Transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics*, 15(2): 70-73.

ZHANG, D., T. N. LEE, W. E. JOHNS, C.-T. LIU & R. ZANTOPP. 2001. The Kuroshio east of Taiwan: Modes of variability and relationship to interior ocean mesoscale eddies. *J. Phys. Oceanog*, **31**: 1054 - 1074.

Anexo 1

Sobre a relação TS na porção central do Atlântico Sudoeste: uma contribuição para o estudo da variabilidade oceânica no entorno da cadeia Vitória-Trindade.

On the TS relationship in the central region of Southwest Atlantic: a contribution for the study of ocean variability around the Vitória-Trindade chain.

Autores: Mathias R. van **CASPEL**¹, Mauricio M. **MATA**² e Mauro **CIRANO**³

[1 ocemrvc@gmail.com](mailto:1ocemrvc@gmail.com), [2 mauricio.mata@furg.br](mailto:2mauricio.mata@furg.br) :

Laboratório de Estudos dos Oceanos e Clima

Instituto de Oceanografia – FURG

Av. Itália Km 08, Rio Grande (RS), 96201-900 BRASIL

[3 mcirano@ufba.br](mailto:3mcirano@ufba.br):

Centro de Pesquisa em Geologia e Geofísica

Instituto de Física – Universidade Federal da Bahia

Palavras Chave (5): temperatura, salinidade, circulação oceânica, XBT, Atlântico Sudoeste

Keywords (5): temperature, salinity, ocean circulation, XBT, Southwest Atlantic

Título abreviado: Relação TS na porção central do Atlântico Sudoeste

Treze figuras.

Uma Equação.

Resumo

O projeto MOVAR (Monitoramento da Variabilidade do Transporte de Calor entre o Rio de Janeiro-RJ e a Ilha da Trindade-ES) foi criado com intuito de estudar a circulação na região oceânica ao sul da Cadeia Submarina de Vitória-Trindade. A amostragem periódica na área é possível graças ao uso de navios de oportunidade para lançar batitermógrafos descartáveis (XBT). Para investigar os fluxos oceânicos de volume usando o método geostrófico e os dados mensurados, temperatura apenas, optou-se por utilizar uma metodologia baseada na correlação regional entre temperatura e salinidade (TS). Dentro deste contexto, foram obtidos e testados polinômios de ordem 1 a 10 que possibilitassem estimar a salinidade em função da temperatura. Para tal foram utilizados dados TS do WOD-05 (*World Ocean Data Base 2005*) e dos perfiladores ARGO disponíveis na região. Após uma seqüência de testes, os polinômios de primeira a quarta ordem foram descartados, sendo os demais utilizados para estimar o transporte ao longo de duas seções. Os resultados obtidos com os polinômios foram muito semelhantes entre si levando a escolha da equação mais simples, P5, para representar a relação TS da região. As estimativas de transporte foram satisfatórias e indicam que o polinômio pode ser utilizado para este fim.

Abstract

The project MOVAR (Monitoring the variability of heat transport between Rio de Janeiro-RJ and Trindade Island-ES) was created in order to study the oceanic circulation south of the Vitória-Trindade seamount chain. The periodic sampling in the area is possible through the use of ships of opportunity to launch expendable bathythermographs (XBT). To investigate the oceanic volume flows using the geostrophic method based on the measured data, which is the temperature only, we chosen to use a methodology based on the regional correlation between temperature and salinity (TS). Within this context, polynomials of order 1 to 10 were obtained and tested, in order to enable the estimation of salinity as a function of temperature. To reach this purpose, temperature and salinity from the WOD-05 (World Ocean Data Base 2005) as well as Argo profiles available in the region were used. After a sequence of tests, the polynomials of first to fourth order were discarded, while the remaining polynomials were used to estimate the transport along the two sections. The results obtained with the polynomials were very similar to each other leading to the choice of the simpler equation, P5, to represent the TS relation for region. Estimates of transport were satisfactory and indicate that the polynomial can be used for this purpose.

Introdução

O estudo da circulação de grande e meso-escala é essencial para a compreensão da variabilidade climática do planeta, pois o oceano é o mais importante reservatório de calor do sistema climático (e.g. Oort *et al.* 1989). Apesar dessa grande importância, o conhecimento adquirido em várias regiões oceânicas ainda é proveniente de um pequeno montante de dados ou mesmo, em alguns casos, apenas em esforços de modelagem numérica. Reduzir este problema foi um dos objetivos do WOCE (*World Ocean Circulation Experiment*, 1990-2002) e, atualmente, diversos programas de pesquisa dão continuidade aos esforços de obtenção de dados oceanográficos. Como exemplo deste esforço, podemos citar o programa ARGO, sob a égide do GOOS (*Global Ocean Observing System*) e da Organização Meteorológica Mundial (WMO). O ARGO mantém uma rede de perfiladores autônomos e um banco de dados com as informações coletadas. Os perfiladores autônomos (cerca de 3000) estão distribuídos por todos os oceanos do globo e as medições feitas (temperatura, salinidade, pressão e posição geográfica) são de acesso livre. O GOOS, por sua vez, tem por objetivo otimizar a pesquisa sobre os oceanos através da organização das informações coletadas por diferentes grupos de pesquisa. Associado a isto, o GOOS também fornece suporte para o desenvolvimento de trabalhos em regiões subamostradas. Em 2004, a porção oceânica ao sul da Cadeia-Submarina de Vitória-Trindade constituía uma destas regiões de grande escassez de dados oceanográficos o que levou à proposição do projeto MOVAR (Monitoramento da Variabilidade do Transporte de Calor entre o Rio de Janeiro-RJ e a Ilha da Trindade-ES) junto ao programa GOOS-Brasil.

O MOVAR propôs, e vem executando periodicamente desde 2004, a coleta de dados de temperatura nos primeiros 700 m da coluna d'água ao longo de uma seção que se inicia na quebra da plataforma continental ao largo de Cabo Frio-RJ e se estende até a Ilha da Trindade-ES (Figura 1). O projeto utiliza embarcações da Marinha do Brasil,

como navios de oportunidade, para realizar o lançamento de batitermógrafos descartáveis (XBT), os quais são doados pela NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Estes dois fatores reduzem os custos e garantem a viabilidade do projeto, que já conta com 14 repetições da seção AX97 (código utilizado pela NOAA para designar esta seção). A amostragem é feita com alta resolução espacial, de aproximadamente 15 milhas náuticas entre estações, o que possibilita o estudo da Corrente do Brasil (CB) e das feições de meso-escala que ocorrem na região (e.g. Schmid *et al.* 1994, Stramma & England 1999).

O monitoramento da temperatura é sem dúvida uma grande conquista para a pesquisa oceanográfica de oceano aberto no país. Todavia, sem a aplicação de uma metodologia adequada, estes dados não revelariam muito sobre a variabilidade das correntes oceânicas na região de estudo. Para conseguir acessar as características da circulação optou-se por utilizar um procedimento baseado na relação entre a temperatura e a salinidade em águas subtropicais (relação TS - e.g. Stommel 1947) e no método dinâmico (e.g. Fomim 1964). Esta combinação é frequentemente utilizada para otimizar o uso de dados de XBT e sua utilidade pode ser constatada em diversos trabalhos ao longo das últimas décadas (e.g. Evans *et al.* 1983, Roemmich & Cornuelle 1990, Morris *et al.* 1996, Rintoul *et al.* 2002, Baringer & Garzoli 2007).

A aplicação do método dinâmico requer que a densidade seja conhecida e, para uma dada pressão, ela pode ser calculada a partir dos valores de TS (Fofonoff & Millard 1983). A primeira providência para o cálculo das velocidades referentes à AX97 é a obtenção dos valores de salinidade não mensurados. Como uma contribuição ao MOVAR, o objetivo do presente trabalho é determinar um polinômio que possibilite conseguir valores para a salinidade e demonstrar como este pode ser utilizado para estudar a circulação. Para elaboração do estudo foram utilizados dados do WOD-05 (*World Ocean Data Base 2005* - Johnson *et al.* 2006) e dos perfiladores ARGO (Carval

et al. 2008), os resultados do WOA-05 (*World Ocean Atlas 2005* – Antonov *et al.* 2006, Collier & Durack 2006, Locarnini *et al.* 2006) e dados do MOVAR. O tratamento dos dados e a metodologia empregada são descritos a seguir.

Dados e Métodos

Para elaboração deste trabalho foram utilizados dados de temperatura e salinidade do WOD-05 e dos perfiladores ARGO compreendidos entre os paralelos 20° S e 25° S e entre os meridianos 25° W e 41° W (Figuras 1 e 2). Foram utilizadas todas as estações oceanográficas (garrafas/tradicionais, CTD-*Conductivity Temperature Depth*, bóias de deriva de superfície e perfiladores autônomos) do WOD-05 que se encontravam em locais com profundidade local superior a 500 m, procedimento adotado para evitar a possível influência de águas costeiras. Dentre os dados dos ARGO, foram selecionados apenas os dados coletados a partir de fevereiro de 2005, uma vez que os dados coletados até esta data já estão incluídos no WOD-05. Outro critério para escolha dos dados dos perfiladores foi o de que as medições de temperatura, salinidade e pressão tivessem passado pelo teste de coerência de perfilagem (*profile test* – Wong *et al.* 2008).

Após a união das informações do WOD-05 e dos ARGO, os pares TS com a salinidade fora do intervalo entre 34 e 37,5 foram eliminados. A média e o desvio padrão da temperatura e da salinidade foram calculados para intervalos de 5 m e os dados com valores diferentes da média ± 3 vezes o desvio padrão foram removidos. A salinidade média e o desvio padrão referentes a intervalos de 1° C foram obtidos sendo excluídos os valores diferentes da média ± 3 vezes o desvio padrão, tratamento semelhante ao aplicado por Pearce (1981). Os dados restantes estão distribuídos conforme apresentado na Figura 2. Na Figura 3 são apresentados os perfis verticais de

temperatura e salinidade e o diagrama TS.

O uso da relação TS foi proposto por Stommel (1947) e pode ser aplicado para regiões onde as variações de salinidade estão associadas a mudanças de temperatura. Analisando o diagrama TS da região (Figura 3), podemos verificar que este pressuposto é violado na interface entre a Água Intermediária Antártica (AIA - valores mínimos de salinidade, e.g. Tomczak & Godfrey 1994) e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN – valores máximos de salinidade em grande profundidade, Tomczak & Godfrey 1994). Devido a essa característica termohalina, optou-se por utilizar apenas as medições realizadas acima dos 1000 m de profundidade. Esta restrição, contudo, não compromete os objetivos do MOVAR porque o nível de não movimento a ser utilizado para aplicação do método dinâmico (interface entre Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e a AIA) e a profundidade máxima atingida pelos XBT usados (760 m) encontram-se a cima dos 1000 m.

Os dados restantes apresentaram o coeficiente de correlação entre a temperatura e a salinidade de 0,98, o qual é maior do que correlação de 0,93 entre a profundidade e a salinidade, reforçando assim a escolha do uso da metodologia proposta por Stommel (1947). Além disso, a profundidade dos XBT é determinada pela equação de mergulho da sonda (*fall rate equation*) e, como estas podem conter erros (e.g. Wijffels *et al.* 2008), o uso das profundidades para estimar a salinidade poderia acarretar na propagação dos desvios. O ideal para estudos de variabilidade, neste caso com o MOVAR, seria obter uma estimativa sazonal para a relação TS regional (assim possibilitando minimizar a contaminação do ciclo anual da temperatura), mas infelizmente a distribuição temporal da série de dados não permite tal abordagem. Para expressar a relação entre temperatura e salinidade foram elaborados polinômios de primeira a décima ordem (os quais passarão a ser referenciados como P1 a P10). Estes polinômios foram obtidos pelo método dos mínimos quadrados, sugerido por Emery &

Thomson (1998), e foram comparados a partir da diferença média quadrática entre o valor real e o estimado para intervalos de 5 m de profundidade.

Com intuito de avaliar a propagação do erro gerado pela estimativa da salinidade foram selecionadas 2 seções de temperatura e salinidade, uma do WOA-05 e uma do WOD-05, para o cálculo do transporte de volume. O WOA-05 é disponibilizado em diversas configurações e neste trabalho optou-se por utilizar as médias anuais dos dados interpolados objetivamente para intervalos de 1° latitude e longitude (Locarnini *et al.* 2006, Antonov *et al.* 2006). Para este estudo, foi escolhida uma seção entre os meridianos 25,5° W e 39,5° W e ao longo do paralelo 22,5° S (seção 1), onde os intervalos de profundidade originais foram mantidos. Entre os dados do WOD-05, foi selecionada uma seção quase-sinótica composta por 5 estações (seção 2 - Figura 2), as quais tiveram seus dados interpolados linearmente para profundidades padrão (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, e 700 m).

O método dinâmico foi aplicado aos conjuntos de dados termohalinos para obtenção das velocidades baroclínicas e estas usadas para o cálculo do transporte de volume. As velocidades foram obtidas assumindo um nível de não-movimento em 700 m. A profundidade selecionada representa a interface entre a ACAS e a AIA, massas de água que, na área de estudo, fluem em direções opostas (Stramma & Schott 1999). A literatura regional sugere valores variados para a profundidade de referência nas proximidades da área de interesse (Stramma & England 1999, da Silveira 2000), entretanto, a carência de medições diretas de velocidade e a grande flutuação deste nível em correntes de contorno oeste análogas a CB (e.g. Lee *et al.* 1990, Mata *et al.* 2000) tornam a escolha deste nível uma tarefa não trivial. Conhecendo as limitações e as possíveis falhas associadas ao método, optou-se por utilizar uma profundidade que possibilite aproveitar ao máximo as medições obtidas pelo MOVAR.

Os polinômios que apresentaram melhores resultados foram utilizados para

calcular a salinidade referente à temperatura original e o método dinâmico foi aplicado aos pares TS formados pela salinidade estimada. Os resultados foram então comparados com aqueles obtidos anteriormente. Após a escolha do polinômio a ser utilizado, as amostragens de agosto de 2004, fevereiro e agosto de 2005 e fevereiro de 2006 da AX97 foram escolhidas para demonstrar a viabilidade da metodologia escolhida pelo MOVAR. Depois de removidos os erros de amostragem (*spikes*), cada uma das seções foi interpolada objetivamente para intervalos regulares de longitude e profundidade e a salinidade foi estimada. A estes dados foi aplicado o método dinâmico assumindo, novamente, o nível de não-movimento em 700 m e o transporte de volume referente ao campo de velocidade resultante foi calculado.

Resultados e discussão

A primeira abordagem para avaliar os polinômios foi feita comparando a salinidade medida e a estimada através de gráficos de salinidade por profundidade e salinidade por temperatura (não apresentados). Com este procedimento, foi constatado que as equações de primeira e segunda ordem (P1 e P2) não representaram adequadamente a distribuição da salinidade e, portanto, estas não foram incluídas nas análises subsequentes.

Para os polinômios de terceira a décima ordem, a maior diferença entre os valores estimados e reais, de 0,2, encontra-se na superfície. A diferença média quadrática diminui gradualmente até os 200 m, onde atinge valores de 0,10 para P3, de 0,07 para P4 e, aproximadamente 0,06 para as demais equações. Entre 200 e 1000 m de profundidade, a diferença oscila aleatoriamente entre 0,02 e 0,15, sendo difícil avaliar qual o melhor polinômio. Para auxiliar na escolha do polinômio, as diferenças foram integradas verticalmente da superfície até 1000 m (Figura 4). Pela análise da integração, verifica-se que tanto P3 como P4 se diferenciam dos demais estimadores nas

proximidades de 200 m e 500 m, respectivamente. Com base nestes resultados, optou-se por não utilizar P3 e P4 nos próximos testes.

A dificuldade em reproduzir a salinidade próximo à superfície está associada à grande variabilidade dos índices termohalinos nesta porção do oceano. Outros autores também evidenciaram tal dificuldade e apontam para a mesma justificativa (Pearce 1981, Morris *et al.* 1996, Hansen & Thacker 1999, Baringer & Garzoli 2007). Hansen & Thacker (1999) compararam diversas metodologias para estimar a salinidade e apenas a inclusão de medições de salinidade próximas à superfície foi capaz de reduzir o erro nos primeiros 50 m superficiais. Este fato pode ser relevante no caso da embarcação utilizada possuir um termosalinógrafo de casco. Uma provável causa para a variação do erro em profundidades superiores a 200 m é a pequena quantidade de dados termohalinos em alguns níveis, o que não deve interferir significativamente na eficiência dos polinômios avaliados.

Ao tratar-se dos testes realizados com o método dinâmico, ao longo da seção 1 as velocidades do escoamento para norte (positivas) foram predominantes, ocorrendo à presença de dois jatos escoando para sul (Figura 5). Os campos de velocidade obtidos utilizando a salinidade estimada com os polinômios de quinta à décima ordem foram muito similares entre si e serão representados pelos cálculos feitos com P5 (Figura 6). O resultado esboçado usando a relação TS apresentou divergências daquele alcançado apenas com informações da carta climatológica, principalmente com relação às velocidades negativas. Em 37° W, o escoamento para sul é mais raso e intenso quando a salinidade estimada é utilizada. Por outro lado, em 30° W, o escoamento referente ao polinômio apresenta sentido contrário ao do WOA-05, ou seja, para norte.

Como esperado, o transporte de volume entre o nível de não movimento e a superfície, 0 a 700 m, ao longo de toda seção referente aos distintos perfis de velocidade (Figura 7) foi diferente. O transporte obtido usando a salinidade calculada com os

polinômios ($2,4 \text{ Sv}$; $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) foi $0,8 \text{ Sv}$ maior do que o calculado com a salinidade do atlas ($1,6 \text{ Sv}$). Entretanto, analisando a integração zonal de oeste para leste (Figura 7) verifica-se que na porção central, 35° W a 31° W , as diferenças são muito pequenas, menores que $0,1 \text{ Sv}$, atingindo o mínimo de $0,02 \text{ Sv}$ em $34,5^\circ \text{ W}$.

As discrepâncias descritas no parágrafo anterior podem ser consequência da reprodução inadequada da salinidade por parte do WOA-05 ou dos polinômios obtidos no presente estudo. A metodologia empregada para gerar as cartas climatológicas é bem embasada, mas pode apresentar falhas em regiões pouco amostradas. No caso da seção escolhida, existem diversos pontos onde a salinidade média foi calculada com poucos dados ou, em casos extremos, apenas em função de dados adjacentes (Figura 8). Os polinômios, por outro lado, foram gerados com um número maior de dados, mas por outro, expressam a relação TS de toda a área. Tendo em vista as vantagens e limitações de cada metodologia, é possível desenvolver estudos na região utilizando a salinidade do WOA-05 ou aquela calculada a partir da relação TS, caso da proposta deste trabalho.

Com relação aos resultados obtidos para os dados do WOD-05, seção 2, o campo de velocidade relativo aos valores mensurados (Figura 9) apresenta velocidades para norte, na porção leste e fluxo para sul na porção oeste da seção. Do mesmo modo que para seção 1, as velocidades obtidas com base na relação TS apresentaram padrão semelhante e serão representados por P5 (Figura 10). Os padrões de circulação baseados no campo termohalino estimado são bastante semelhantes aos obtidos com os dados reais, mas, em geral, a variação das velocidades negativas ocorre de maneira mais suave. Outra diferença notável é que a longitude de inversão da velocidade, lugar em que as velocidades para sul dão lugar ao fluxo para norte, ficou deslocada para leste. Este fato é o responsável por grande parte da discordância no transporte de volume entre 0 e 700 m ao longo de toda seção 2 (Figura 11). O transporte total foi de $-2,0 \text{ Sv}$ para os dados originais e $-3,5 \text{ Sv}$ para os dados estimados. Se os pares de estação forem

considerados de maneira independente, os polinômios representaram satisfatoriamente o transporte de volume em 3 dos 4 pares possíveis. Sabendo que na região existe a presença de vórtices (Schmid *et al.* 1994, Gaeta *et al.* 1999) e que estes podem introduzir anomalias significativas as massas de água locais durante sua existência, é de se esperar que o estimador não seja capaz de reproduzir todas as possíveis condições termohalinas da região.

Com intuito de avaliar da melhor forma possível a eficiência dos estimadores propostos neste trabalho, outras seções sinóticas de dados termohalinos foram procuradas no conjunto de dados utilizado. Infelizmente, a única seção com boa resolução horizontal e vertical encontrada foi a avaliada no parágrafo anterior. Devido à presença de atividade de meso escala na área de estudo o uso de pares aleatórios de estações hidrográficas poderia apresentar resultados inverossímeis. Outra forma de avaliação é a comparação com médias espaciais dos dados, neste trabalho representada pelo o uso de uma seção extraída do WOA-05. Considerando as avaliações dos polinômios e a discussão dos respectivos resultados apresentados anteriormente, pode-se verificar que o aumento da ordem da equação de regressão apresenta melhoras consideráveis até o quinto grau. Como a partir desta ordem, a diferença dos resultados encontrados foi pequena, e para evitar o aumento desnecessário da complexidade dos trabalhos subseqüentes, optou-se pela utilização do polinômio de quinta ordem (Equação 1) junto aos dados do MOVAR. Os resultados apresentados a seguir servem como indicativo do potencial da ferramenta desenvolvida neste trabalho.

As velocidades obtidas para as seções do MOVAR (não mostradas) apresentam uma série de inversões de corrente, as quais refletem diretamente no transporte de volume (Figura 12). Apesar das diferenças, os resultados para os quatro cruzeiros mostram o ápice do transporte para sul concentrado na margem oeste das seções, o que indica a presença da CB nessa região. Ao leste da CB existe um leve transporte para

norte ou a quase ausência de transporte meridional. A média dos transportes (Figura 13) mostra ainda mais claramente a presença da CB. Os resultados obtidos para os dados coletados pelo MOVAR indicam presença de alta variabilidade na região e mostram que a continuidade do monitoramento é justificável.

Conclusões

Ao longo deste artigo foi apresentada uma metodologia que permitiu estimar o transporte de volume a partir dos dados de temperatura coletados pelo MOVAR. A proposta se baseou na obtenção de um polinômio, possibilitando a estimativa da salinidade a partir da temperatura. Os dados termohalinos resultantes foram então utilizados para aplicação do método dinâmico, permitindo assim estudar variabilidade do transporte ao longo da seção AX97.

Os objetivos do presente estudo se resumiram a primeira etapa, ou seja, obter e testar um estimador de salinidade. Para tal, foram elaborados e testados polinômios de primeira a décima ordem, que expressassem a relação TS anual na camada entre a superfície e 1000 m de profundidade. A relação TS anual foi utilizada em detrimento da sazonal devido à escassez de dados. O limite de 1000 m foi imposto ao método, uma vez que abaixo desse nível as mudanças de salinidade não estão relacionadas com alterações de temperatura. Após uma seqüência de testes, os polinômios de primeira a quarta ordem foram descartados, sendo os demais utilizados para estimar o transporte ao longo de duas seções.

Os experimentos utilizando tanto campos sinóticos como campos médios mostraram que existem divergências entre os resultados obtidos com a salinidade original e os obtidos com a salinidade estimada. Entretanto, as diferenças são justificáveis e não invalidam os estimadores. Como os resultados obtidos com os

polinômios de quinta a décima ordem foram muito semelhantes entre si, decidiu-se pela escolha da equação mais simples, P5, para representar a relação TS da região.

Agradecimentos

Este trabalho é uma contribuição aos projetos MOVAR (CNPq, processo: 486.277/2006-2) e Pró-Abrolhos (CNPq, processo: 420219/2005-6). O Projeto MOVAR faz parte do Programa GOOS-Brasil e tem recebido substancial apoio da SeCIRM, DHN/CHM-Marinha do Brasil e NOAA-AOML (Estados Unidos). M.R.Caspel e M.M. Mata agradecem o apoio da Agencia Nacional do Petróleo PRH-27-FURG e do CNPq (Pq-2 processo 301623/2006-6), respectivamente. Os autores também gostariam de manifestar seus agradecimentos aos colegas de laboratório pelas discussões e sugestões que muito contribuíram na elaboração deste estudo.

Bibliografia

Antonov, J. I., R. A. Locarnini, T. P. Boyer, A. V. Mishonov & H. E. Garcia. 2006. World Ocean Atlas 2005, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 62, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. :182 p.

Baringer, M. O. & S. L. Garzoli. 2007. Meridional Heat Transport determined with Expendable Bathythermographs. Part 1: error estimates from model and hydrographic data. Deep Sea Res. Part 1: Oceanogr. Res. Pap., 54(8):1390-1401

Carval, T, B Keeley, Y Takatsuki, T Yoshida, S Loch, C Schmid, R Goldsmith, A Wong, R McCreddie, A Thresher & A Tran. 2008. Argo data management: User's manual.

Version 2.1. ar-um-02-01: 61 p.

Collier, M. A. & P. J. Durack. 2006. CSIRO netCDF version of the NODC World Ocean Atlas 2005. Version 2.1. CSIRO Marine and Atmospheric Research Paper 015: 43p

Da Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. Godoi & Y. Ikeda, 2000. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira, *Rev. Bras. Ocean.*, 48(2): 171-183

Evans, D. L., S. R. Signorini & L. B. Miranda. 1983. A Note on the Transport of the Brazil Current, *J. of Phys. Oceanog.*, 13(9): 1732-1738

Emery, W. J. & R. E. Thomson. 1998. Data and their analysis methods in physical oceanography. Amsterdam, Pergamon Press, 634 p

Fofonoff, N. P. & R. C. Millard. 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. *Unesco Tech. Pap. Mar. Sci.*, 44: 53p.

Fomin, L. M.. 1964. The dynamical method in oceanography. Amsterdam, Elsevier, 212 pg.

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

Hansen, D. V. & W. C. Thacker. 1999. Estimation of salinity profiles in the upper ocean. *J. of Geophys. Res.*, 104(C4): 7921-7933

Johnson, D. R., T. P. Boyer, H.E. Garcia, R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, M. T. Pitcher, O. K. Baranova, J. I. Antonov & I.V. Smolyar. 2006. *World Ocean Database 2005 Documentation*. Ed. Sydney Levitus. NODC Internal Report 18, U.S. Gov. Printing Office, Washington, D.C., 163 p

Lee, T. N., W. Johns, F. Schott & R. Zantopp. 1990. Western Boundary Current Structure and Variability East of Abaco, Bahamas at 26.5°N. *J. of Phys. Oceanog.*, 20(3):446-466

Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer & H. E. Garcia. 2006. *World Ocean Atlas 2005, Volume 1: Temperature*. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 61, U.S. Gov. Printing Office, Washington, D.C.: 182 p.

Mata, M. M., M. Tomczak, S. Wijffels & J. A. Church. 2000. East Australian Current volume transport at 30°S: Estimates from World Ocean Circulation Experiment hydrographic sections PR11/P6 and the PCM3 current meter array. *J. Geoph. Res.*, 105(C12): 28509-28526

Morris, M., D. Roemmich & B. Cornuelle. 1996. Observations of variability in the South Pacific Subtropical Gyre. *J. of Phys. Oceanog.*, 26(11): 2359-2380

Oort, A. H., S.C. Ascher, S. Levitus & J. P. Peixoto. 1989. New estimates of the

available potential energy in the World Ocean. *J. Geophys. Res.*, 94(C3): 3187-3200.

Pearce, A.. 1981: Temperature-Salinity relationships in the Tasman Sea. Aust. CSIRO Div. Fish. Oceanog. . Rep. 135: 41 p.

Rintoul, S. R., S. Sokolov & J. Church. 2002. A 6 year record of baroclinic transport variability of the Antarctic Circumpolar Current at 140°E derived from expendable bathythermograph and altimeter measurements. *J. of Geophys. Res.*, 107 (C10): 3155, 10.1029/2001JC000787

Roemmich, D. & B. Cornuelle. 1990. Observing the fluctuations of Gyre-Scale Ocean Circulation: A study of Subtropical South Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 20(12):1919-1934

Schmid, C., H. Schäfer, G. Podestá & W. Zenk. 1994. The Vitória Eddy and Its Relation to the Brazil Current. *J. of Phys. Oceanogr.*, 25(11): 2532-2546

Signorini, S. R., L. B. Miranda, D. L. Evans, M. R. Stevenson & H. M. Inostroza. 1989. Corrente do Brasil: estrutura térmica entre 19° e 25°S e circulação geostrófica. *Bolm Inst. Oceanog.*, 37(1): 33-49

Stommel, H.. 1947. Note on the use of the T-S correlation for dynamic height anomaly calculations. *J. Mar. Res.*, 6(2): 85-92

Stramma, L. & M. England. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104(C9): 20863-20883

Stramma, L. & F. Schott. 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean, *Deep-Sea Res. Part 2: Trop. Stud. Oceanogr.*, 46(1-2): 279-303

Tomczak, M. & J. S. Godfrey. 1994. *Regional Oceanography: An introduction*. Elsevier, New York, 422p.

Wijffels, S. E., J. Willis, C. M. Domingues, P. Barker, N. J. White, A. Gronell, K. Ridgway & J. A. Church. 2008. Changing eXpandable Bathythermograph fall-rates and their impact on estimates of thermosteric sea level rise. *NOAA XBT Fall Rate Workshop. Reading Material*, 3: 51p

Wong, A., R. Keeley, T. Carval & Argo Data Management Team. 2008. *Argo data management: Argo quality control manual*. 33p

Figura 1: Mapa da região de estudo mostrando as isóbatas de 200 m, 1000 m, 2000 m, 3000 m, 4000 m e 5000m. Os pontos, linhas pontilhadas, indicam a posição das amostragens do MOVAR. O retângulo indica a área de seleção dos dados hidrográficos. As siglas 'RJ', 'CF', 'Vit', 'CSV-T' e 'T' significam Rio de Janeiro, Cabo Frio, Vitória, Cadeia Submarina de Vitória-Trindade e Trindade, respectivamente.

Figura 2: Distribuição dos dados hidrográficos utilizados. Os pontos cinza são referentes aos dados do WOD-05, os pontos pretos aos dados dos perfiladores ARGO e os '+' indicam as estações da seção 2. As siglas significam o mesmo que na figura 1. A linha pontilhada representa a isóbata de 500 m.

Figura 3: Gráficos de temperatura por profundidade, superior à esquerda, de salinidade por profundidade, superior à direita, e de salinidade por temperatura (diagrama TS), abaixo. Os dados até 1000 m de profundidade estão em preto.

Figura 4: Integração vertical, da superfície ao fundo, da diferença média quadrática entre a salinidade estimada e salinidade mensurada. Os números da legenda indicam a ordem do polinômio usado para estimar a salinidade.

Figura 5: Velocidade baroclínica obtida a partir dos dados de temperatura e salinidade do WOA-05 (seção 1). As áreas em branco indicam fluxo para sul, e a parte em cinza velocidades para norte. A unidade da velocidade é m/s e o espaçamento das isolinhas é de 0,25 m/s.

Figura 6: Velocidade baroclínica obtida a partir dos dados de temperatura do WOA-05 e da salinidade estimada com o polinômio de 5ª ordem. A área em branco indica fluxo

para sul, e a parte em cinza velocidades para norte. A unidade da velocidade é m/s e o espaçamento das isolinhas é de 0,25 m/s.

Figura 7: Transporte de volume nos 700 m superficiais acumulado zonalmente, de oeste para leste, ao longo as seção 1. O 'r' na legenda representa o transporte calculado com a salinidade do WOA-05 e os números indicam a ordem do polinômio usado para estimar a salinidade.

Figura 8: Número de dados usados para calcular a salinidade do WOA-05. A cor preta representa pontos com mais de 15 dados, cinza escuro pontos contendo de 5 a 15 dados, cinza claro de 1 a 5 e branco a ausência de dados.

Figura 9: Velocidade baroclínica ao longo da seção 2 obtida a partir dos dados de temperatura e salinidade do WOD-05. A área em branco indica fluxo para sul, e a parte em cinza velocidades para norte. A unidade da velocidade é cm/s e o espaçamento das isolinhas é de 1 cm/s.

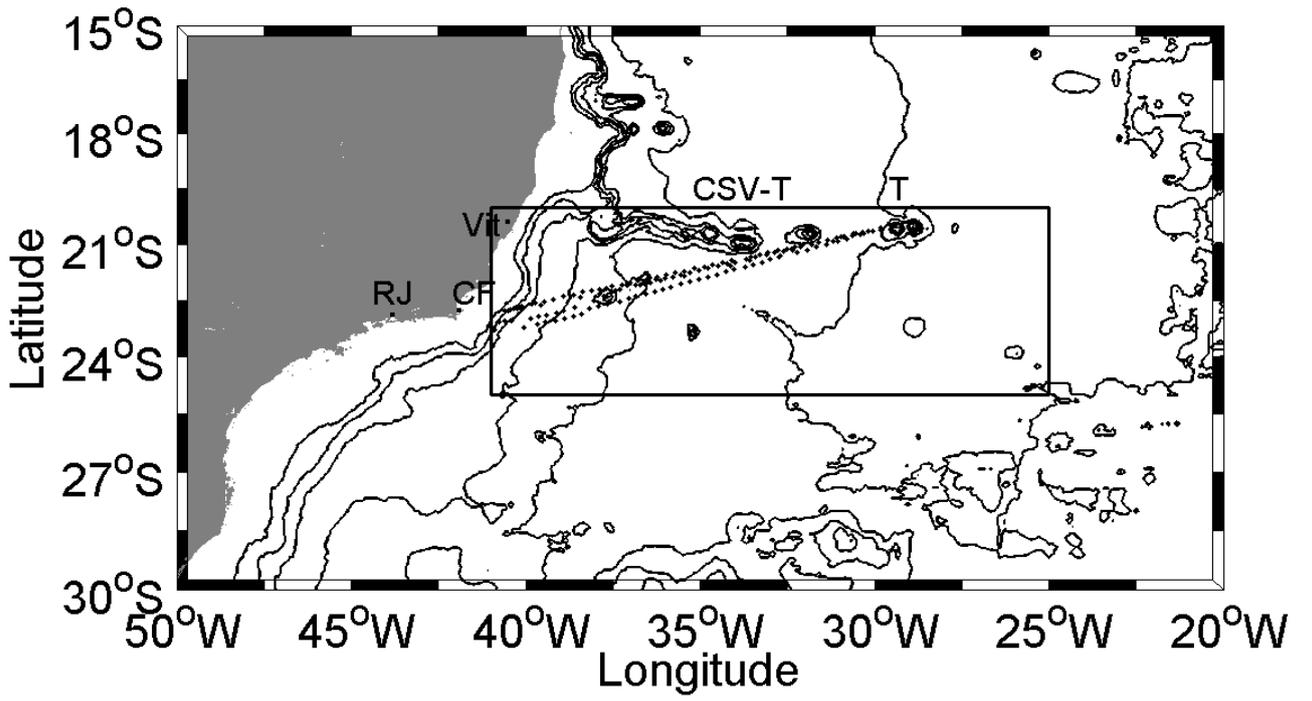
Figura 10: Velocidade baroclínica ao longo da seção 2 obtida a partir dos dados de temperatura do WOD-05 e a salinidade estimada com o polinômio de 5ª ordem. A área em branco indica fluxo para sul, e a parte em cinza velocidades para norte. A unidade da velocidade é cm/s e o espaçamento das isolinhas é de 1 cm/s.

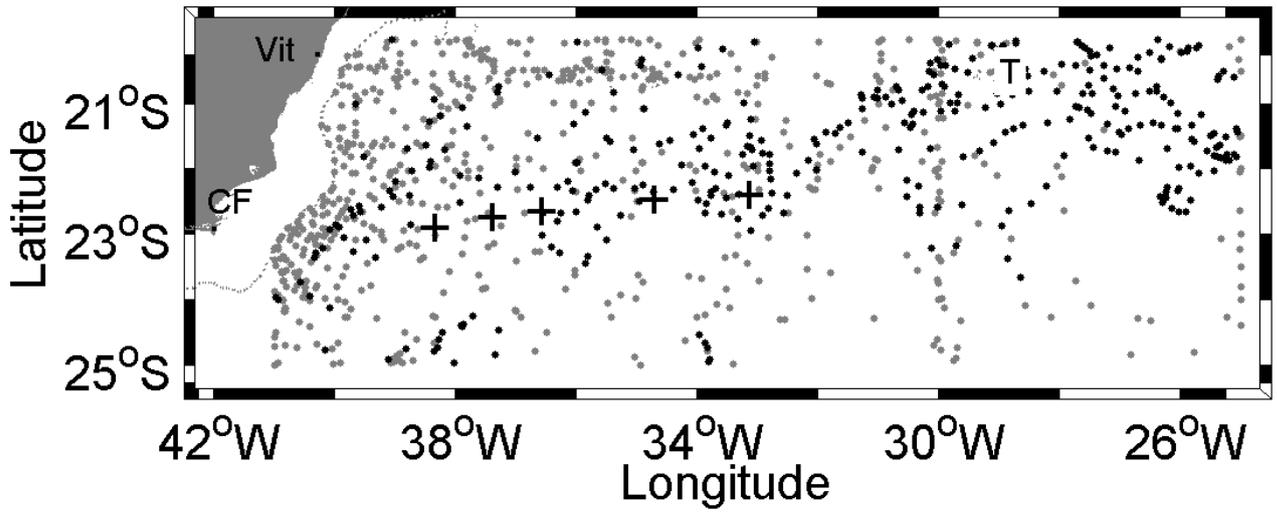
Figura 11: Transporte de volume nos 700 m superficiais acumulado zonalmente, de oeste para leste, ao longo as seção 2. O 'r' na legenda representa o transporte calculado com a salinidade do WOD-05 e os números indicam a ordem do polinômio usado para

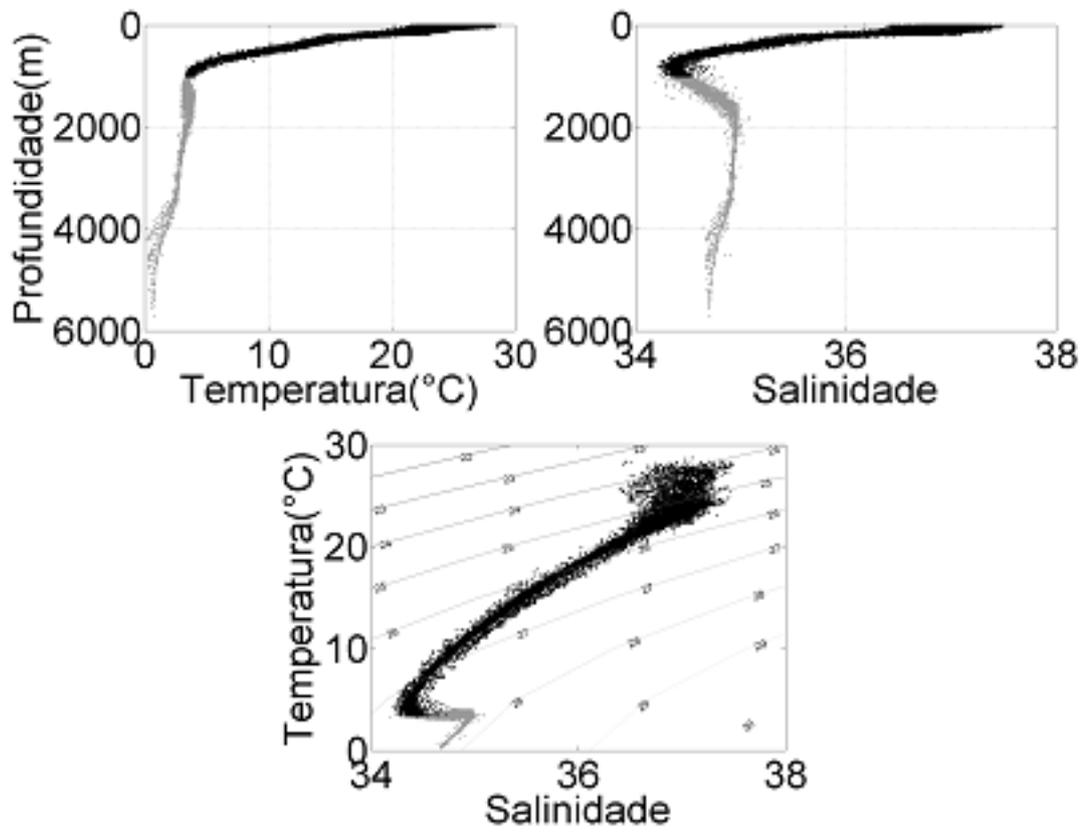
estimar a salinidade.

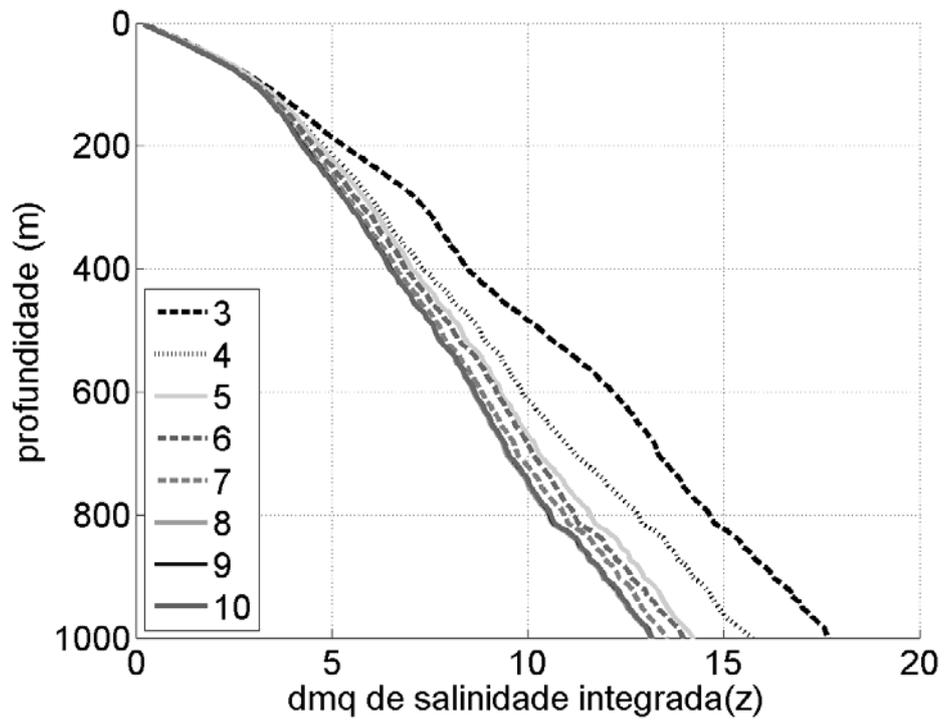
Figura 12: Transporte de volume nos 700 m superficiais acumulado zonalmente, de oeste para leste, ao longo da seção AX 97. A legenda indica o mês e ano das amostragens.

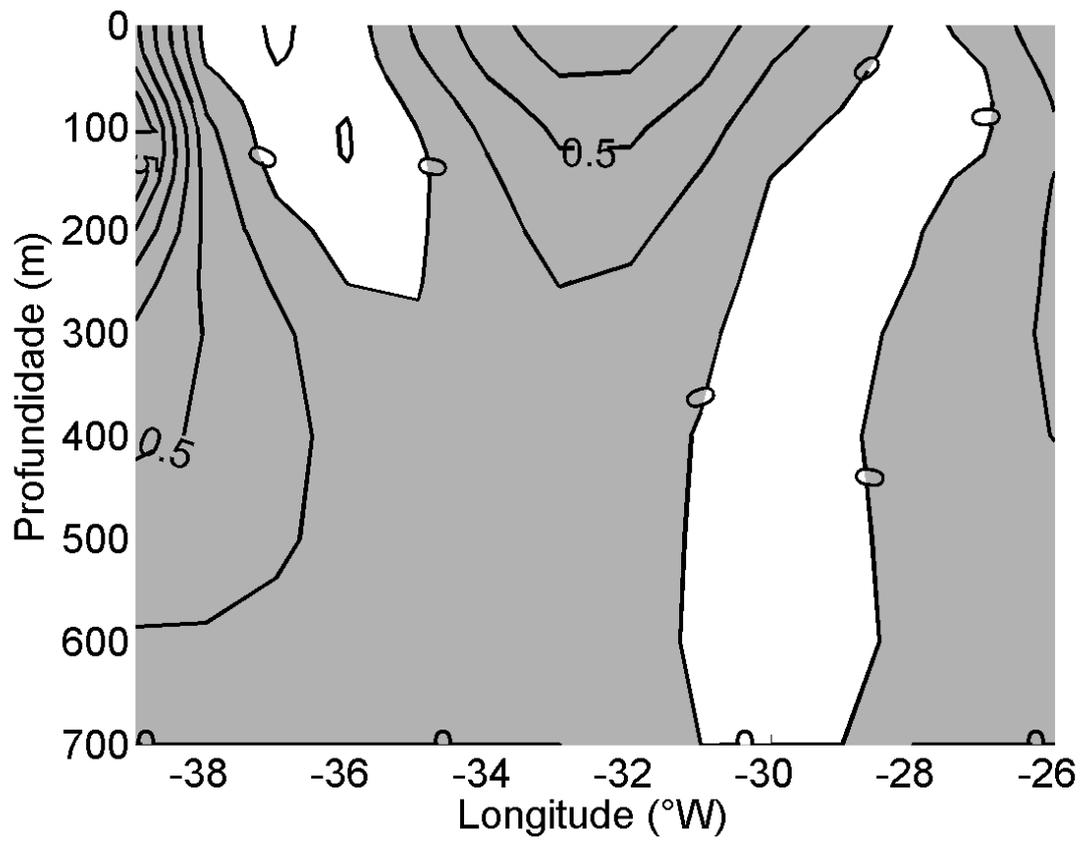
Figura 13: Transporte de volume médio nos 700 m superficiais acumulado zonalmente, de oeste para leste, ao longo da seção AX 97. A linha contínua mostra o valor médio e as linhas tracejadas a média \pm o desvio padrão.

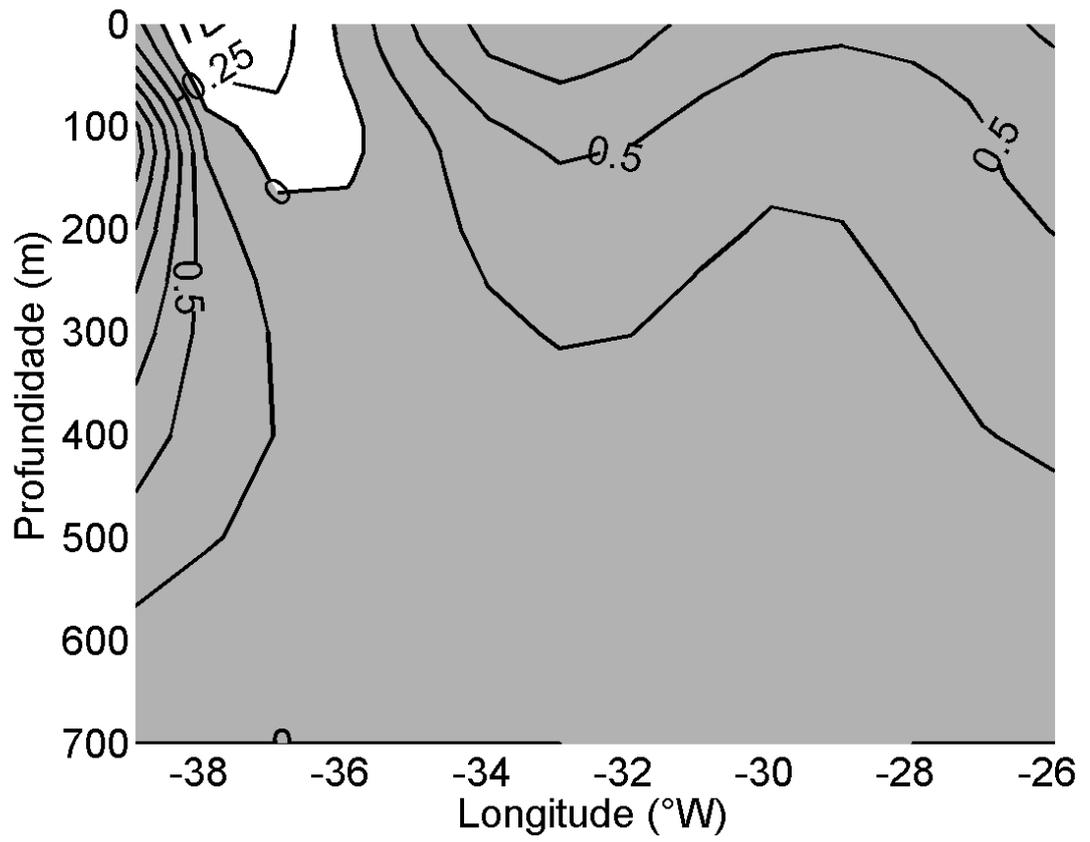


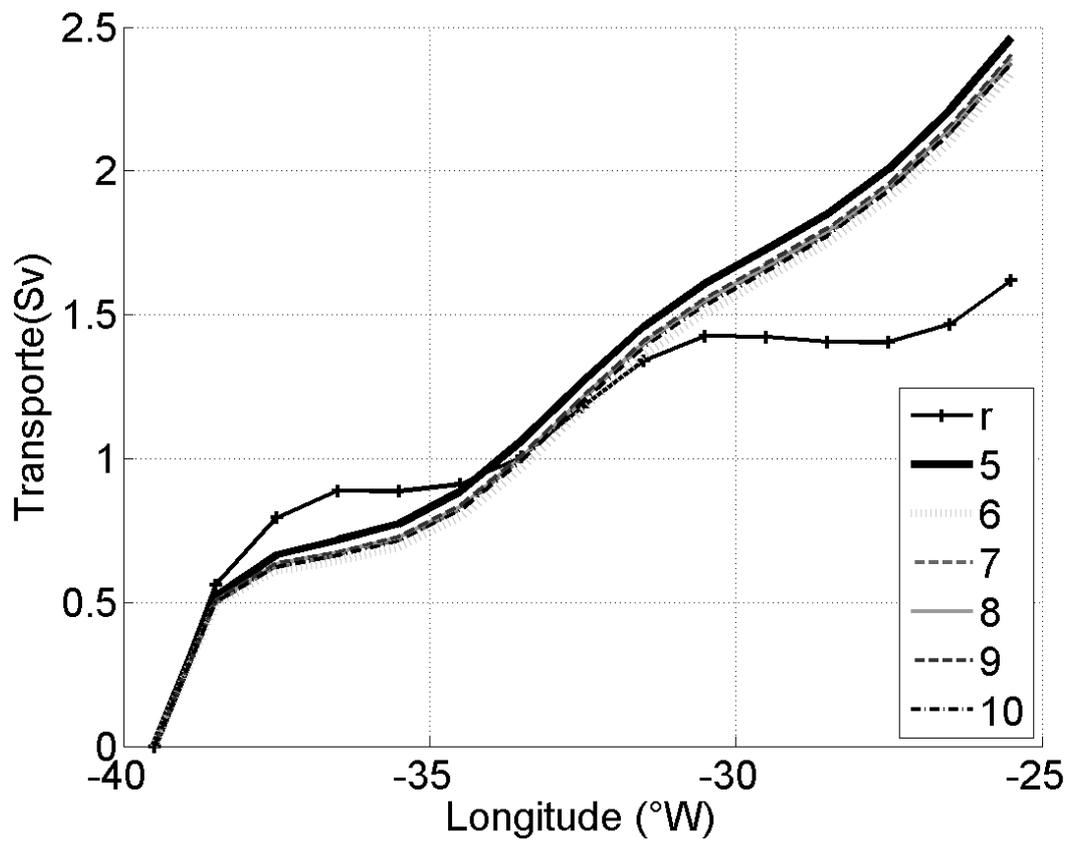


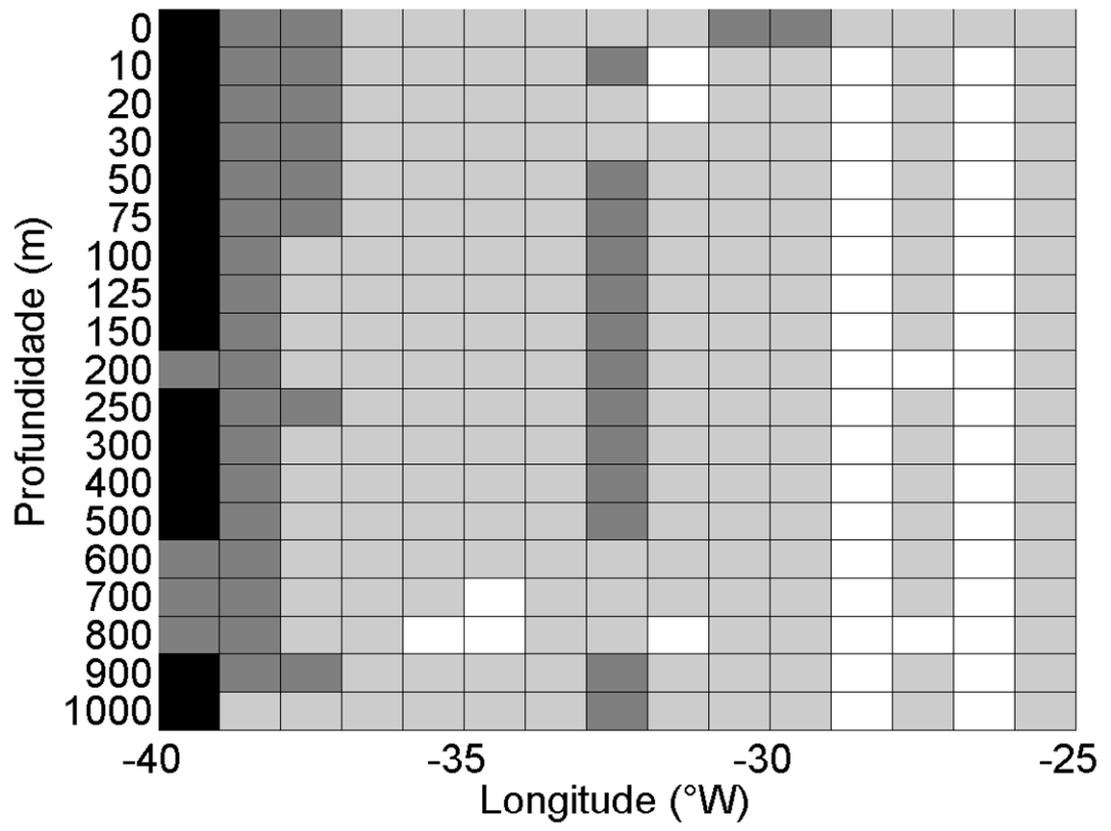


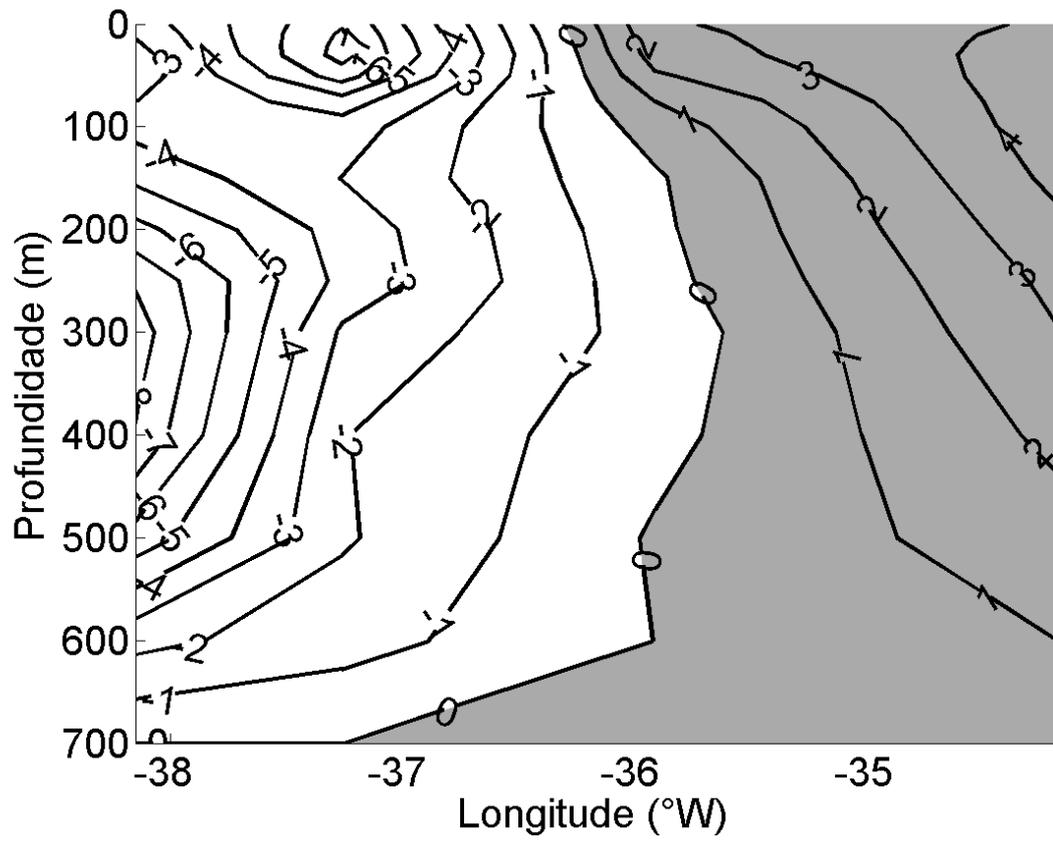


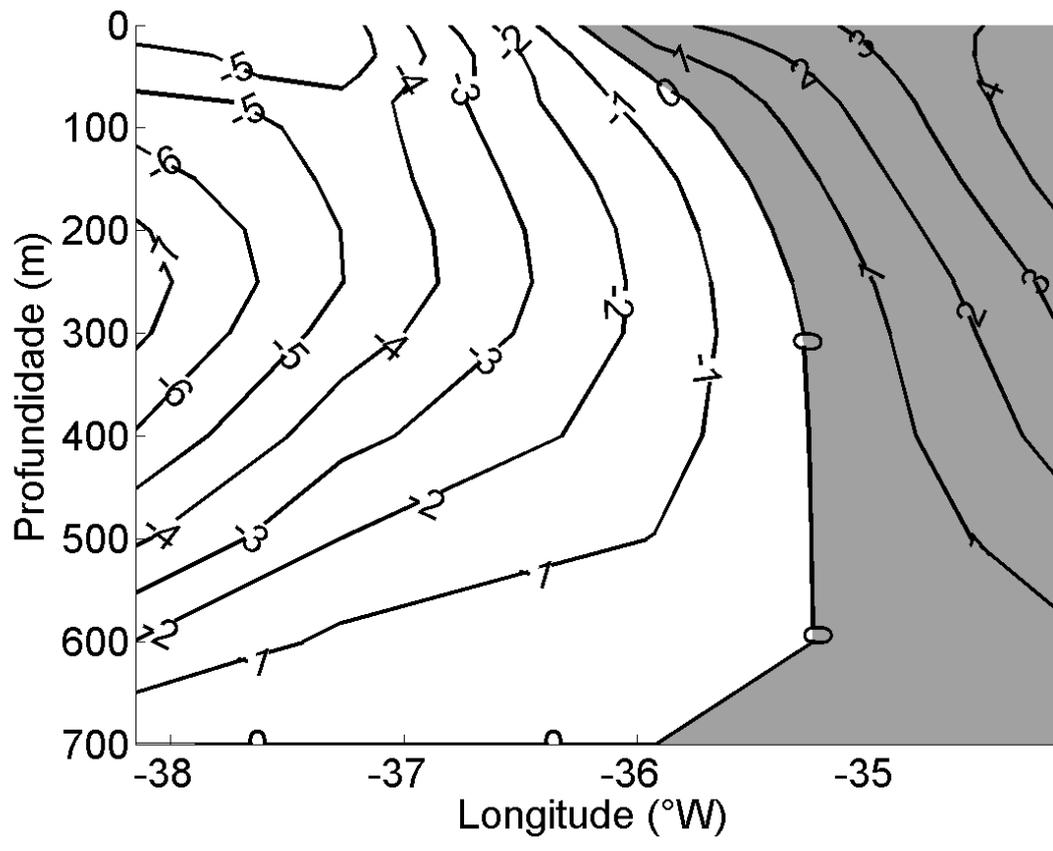


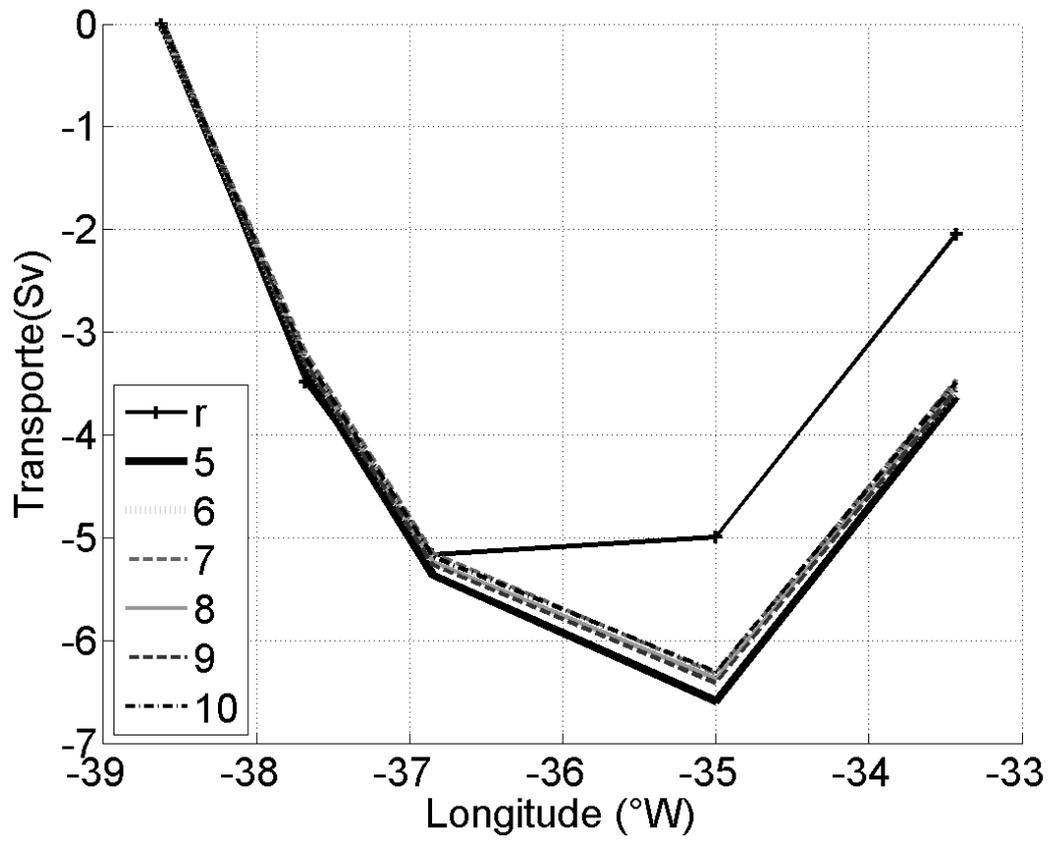


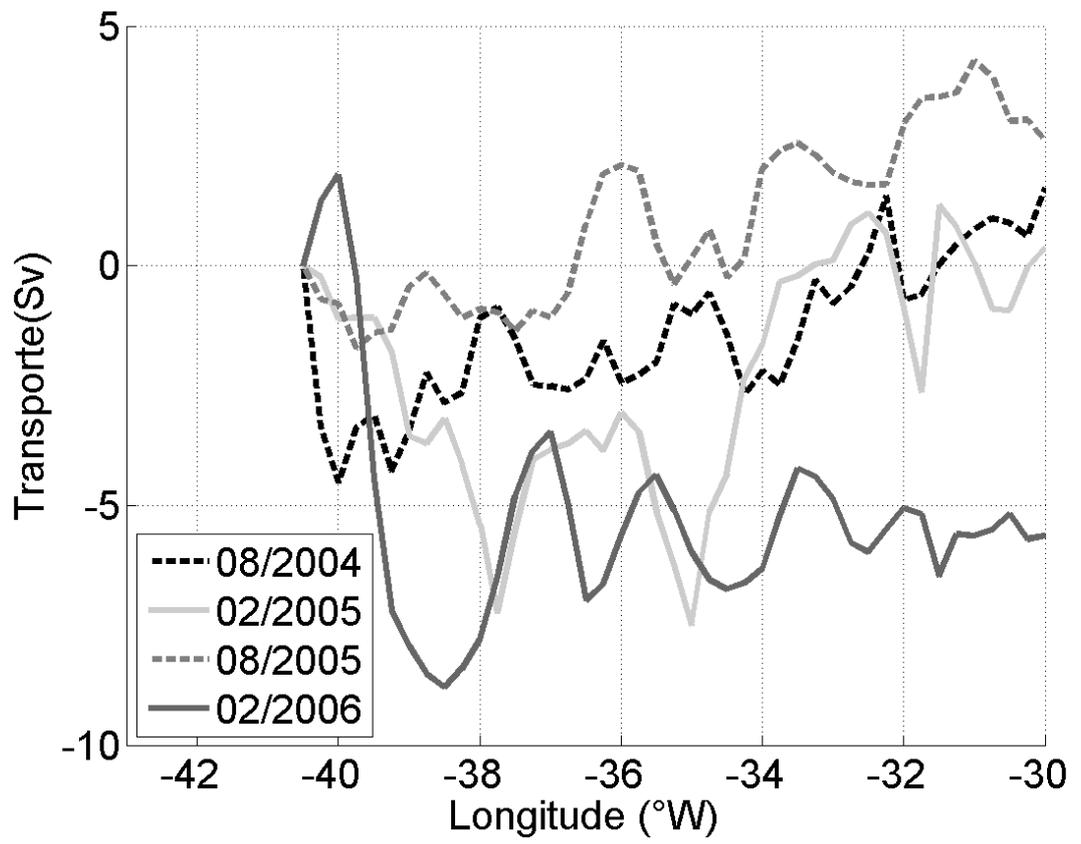


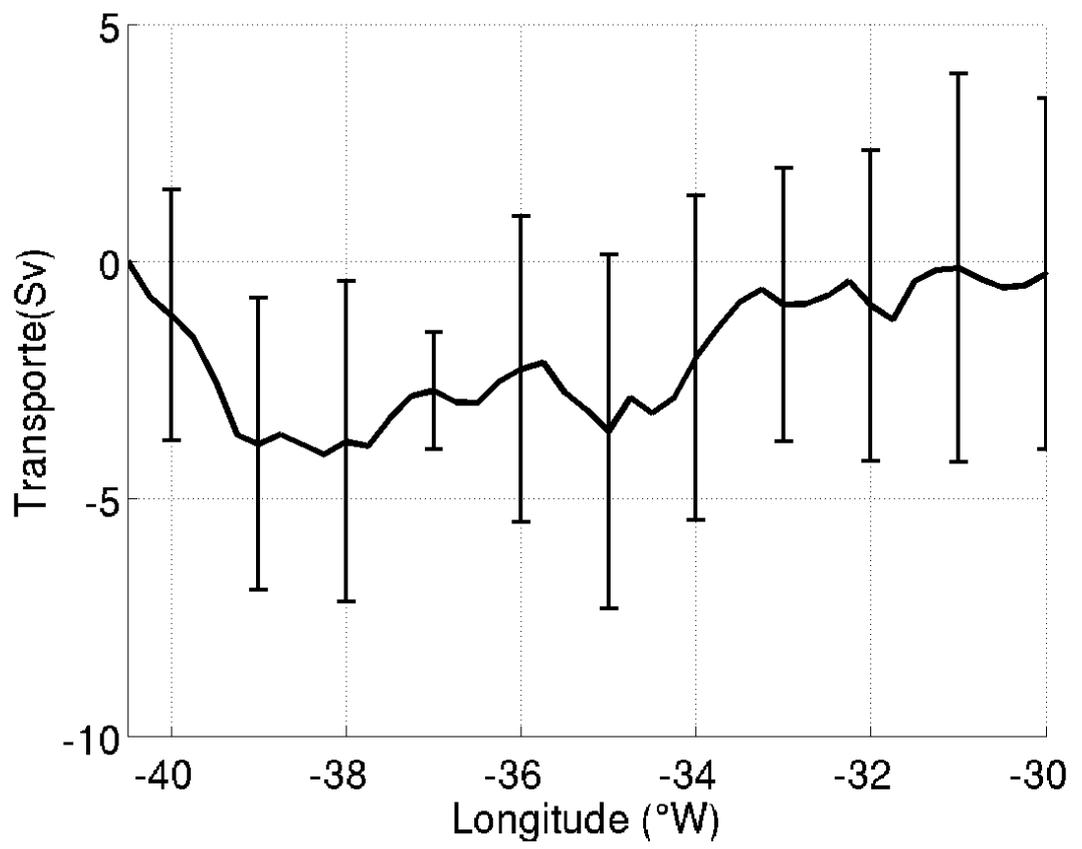












Equação 1:

$$S = (-1.607980973067401 * 10^{-6}) * T^5 + (9.898453940587239 * 10^{-5}) * T^4 + (-2.423257989541643 * 10^{-3}) * T^3 + (3.483811461746307 * 10^{-2}) * T^2 + (-1.784589259234494 * 10^{-1}) * T + 3.469061170505277 * 10$$

Sendo 'S' a salinidade estimada e 'T' a temperatura medida