



Universidade Federal do Espírito Santo
Centro de Ciências Humanas e Naturais
Departamento de Oceanografia e Ecologia

Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental

**A Corrente do Brasil no Embaiamento de
Tubarão - Oceano Atlântico Sudoeste**

Tayná Rosa Martins

Dissertação de Mestrado

Aracruz

17 de Outubro de 2014

Universidade Federal do Espírito Santo
Centro de Ciências Humanas e Naturais
Departamento de Oceanografia e Ecologia

Tayná Rosa Martins

A Corrente do Brasil no Embaiamento de Tubarão - Oceano Atlântico Sudoeste

Trabalho apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental do Departamento de Oceanografia e Ecologia da Universidade Federal do Espírito Santo como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Oceanografia Ambiental.

Orientador: *Prof. Dr. Renato David Ghisolfi*
Co-orientadora: *Dra. Meyre Pereira da Silva*

Aracruz

17 de Outubro de 2014

Aos meus pais, Ronaldo e Eida, a quem devo tudo!

Agradecimentos

Não poderia deixar de agradecer primeiramente a Deus por permitir que tudo isso fosse possível, por cuidar de mim e cumprir Suas promessas em minha vida. E à Nossa Senhora da Consolação pela intercessão poderosíssima.

À minha Família, a base de tudo que sou. Aos meus pais, Ronaldo e Eida, por não medirem esforços para proporcionar até mesmo o que eu não mereço. Obrigada por toda confiança depositada em mim. Aos meus irmãos, Ronan e Thaís, obrigada pelo apoio.

Ao meu melhor amigo, companheiro e agora noivo (até que enfim! rs), João Pedro. Obrigada, meu amor, pelo carinho, por estar ao meu lado em todos os momentos, pela compreensão e pela paciência nos momentos de desespero. Te amo!

Às Only Girls e, principalmente, àquela que nos uniu: Nathy Bello! Muito obrigada, amiga, pelo seu testemunho de fé que me impulsona a ser melhor a cada dia. Continua intercedendo por mim aí de cima!

À Fraternidade O Caminho e seus anjos marrons que mudaram a minha vida! Não poderia de deixar de agradecer também à família maravilhosa que ganhei: Família Resgata-me, juntos somos mais!

A todos meus amigos, obrigada por fazerem parte da minha história e permitir que eu faça parte da vida de vocês. Obrigada pela compreensão nos momentos de ausência.

Ao meu orientador, Renato Ghisolfi, pela oportunidade, por todo conhecimento passado, pelas idéias e pela paciência (e também pela falta dela rs) que foram fundamentais para a realização desse trabalho.

À minha co-orientadora, Meyre da Silva, pela sua dedicação ao Laboratório e pela simplicidade em obter a solução quando os resultados parecem não fazer sentido.

Ao pessoal do LabPoseidon. Obrigada Júlia e Ângelo, os VIP's, sei que a amizade de vocês não vai ficar restrita ao período do Mestrado. Ricardão, Nina, Ju, Lu, Mamah, Mariana, os calouros (Fernanda e Bernardo), e Bruno (carinhosamente, Crazy), obrigada pelos momentos de discussão e pelas horas de distração.

Aos Professores do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental, pelos ensinamentos passados e por acreditarem em meu potencial.

À Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – ANP –, à Financiadora de Estudos e Projetos – FINEP – e ao Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação – MCTI, pelo apoio financeiro e incentivo à participação em congressos e cursos por meio do Programa de Recursos Humanos da ANP para o Setor Petróleo e Gás – PRH-ANP/MCTI, bem como da Petrobras.

À Marinha do Brasil e ao Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação pela parceria que possibilitou o levantamento dos dados utilizados.

À banca examinadora, Dr. Leandro Calado e Prof. Dr. Camilo Dias, pela disponibilidade e contribuições essenciais.

Por fim, a todos que de alguma forma, diretamente ou indiretamente, contribuíram na concretização dessa etapa.

*"Sei que o meu trabalho
é uma gota no oceano,
mas sem ele
o oceano seria menor."*

—MADRE TERESA DE CALCUTÁ

Resumo

A atividade de mesoescala tem relatado padrões de escoamento complexos ao largo da costa leste brasileira, o que vem despertando o interesse da comunidade científica. As observações *in situ* ao longo do Embaiamento de Tubarão (ET) têm sido esporádicas e datam do início da década de 90. Nesse contexto, a Operação MCTIII se propôs a obter um conjunto de dados de alta qualidade para a melhor compreensão da dinâmica local no intuito de preencher uma lacuna em termos de observações oceanográficas na região, como a presença de águas significativamente frias na costa do Espírito Santo e as informações insuficientes e divergentes a respeito do Vórtice de Vitória (VV). A Corrente do Brasil (CB) e as feições a ela associadas foram analisadas na região do ET a partir de dados hidrográficos e medidas diretas de correntes obtidos ao longo de dois transectos perpendiculares à costa. Os resultados mostraram que no cenário em que foram feitas as observações oceanográficas, a CB bifurcou-se e passou nos dois canais da Cadeia Vitória-Trindade (CVT) mais próximos à costa, entre a plataforma continental e o Banco Besnard e entre o Banco Besnard e o Monte Submarino de Vitória. O ramo que passou mais próximo à costa continuou seu percurso fluindo ao longo da quebra de plataforma e favoreceu a entrada da Água Central do Atlântico Sul sobre a plataforma continental. As diferentes características da ressurgência entre os dois transectos sugeriram que esse processo na área de estudo não foi função somente dos ventos locais, mas também foi dependente da posição e intensidade da CB e como essa interagiu com a morfologia da plataforma continental. O outro ramo da CB, esteve relacionado com a presença da feição ciclônica encontrada constituindo o seu lado leste, explicando assim a assimetria do vórtice pela superposição do fluxo para sul da CB. O VV ocupou cerca de 50 km de diâmetro centrado 20,45°S e 38,67°O e com 300 m de extensão vertical. A partir do Método Dinâmico Clássico (MDC) encontrou-se valores de 1,76 Sv sendo transportado pelo fluxo para nordeste do vórtice com velocidade máxima de 0,34 m/s e 1,43 Sv para sudoeste com velocidade máxima de 0,23 m/s e número de Rossby (Ro) de 0,36. Já pela medição direta de velocidade por ADCP, os valores de transporte foram de 0,94 Sv em seu fluxo para norte e 3,67 para sul com velocidades máximas de 0,43 e 0,71 m/s, respectivamente, e Ro de 0,22. Os níveis de energia e anomalia calculados descreveram um vórtice de baixa intensidade ou em processo de desaparecimento. Acreditou-se

que em 21,4°S a CB ainda não estava completamente reorganizada após sua bifurcação pela CVT e também pelas partes que recircularam para o norte nas feições ciclônica e anticiclônica amostradas. As estimativas de transporte de volume da CB obtidas indiretamente pelo MDC foram comparáveis às estimativas encontradas na bibliografia. Por outro lado, as estimativas feitas a partir das medições diretas de ADCP apresentaram valores maiores do que já relatado, despertando a necessidade do conhecimento da componente barotrópica da CB nessa região.

Palavras-chave: Método Dinâmico Clássico; Medições diretas de correntes; Ressurgência; *Encroachment*; Massas de água; Vórtice de Vitória.

Abstract

The mesoscale activity has reported complex flow patterns off the Brazilian eastern coast, which has aroused the interest of the scientific community. In situ observations along the Tubarão Embayment (TE) have been sporadic and date from the early 90s. In this context, MCTIII Operation aimed to obtain a set of high-quality data to better understand the local dynamics, in order to fill a lack in terms of oceanographic observations in the region, such as the presence of cold waters off the coast of Espírito Santo and the insufficient and divergent information about the Victory Eddy (VE). Thus, hydrographic data and direct current measurements obtained along two transects perpendicular to the coast were used to analyze the Brazil Current (BC) and its features in the TE region. The results revealed that the BC bifurcated and flowed in the two channels of the Vitória-Trindade Chain (VTC) closest to the coast: one between the continental shelf and the Besnard Bank and the other between the Besnard Bank and Vitória Seamount. The BC branch flowing closer to the coast followed the topographic contours of the shelf break and contributed to the input of South Atlantic Central Water onto the continental shelf. The characteristic of the upwelling in the two transects suggested that this process in the study area was not only a function of the local winds, but was also dependent on the position and intensity of BC and how it interacted with the morphology of the continental shelf. The other branch of the BC was associated with the presence of a cyclonic eddy, identified here as the VE. The superposition of southward flux of BC on the eastern side of the cyclonic eddy granted an asymmetric flow pattern to this feature. The VE reached a diameter of 50 km centered at 20.45°S and 38.67°W and a vertical structure of 300 m. Based on the Classical Dynamic Method (CDM) were found values of 1.76 Sv being transported by the northeastward flow of the eddy with a maximum speed of 0.34 m/s and 1.43 Sv southwestward with maximum speed of 0.23 m/s, with Rossby number (Ro) of 0.36. On the other hand, current measurement by ADCP revealed transport values of 0.94 Sv in its northward flux and 3.67 Sv in southward flux with maximum speeds of 0.43 m/s and 0.71 m/s, respectively, and Ro of 0.22. The VE kinetic and potential energies and salt and heat anomalies estimates were lower than previous work, suggesting a low energy eddy or an eddy in dissipation process. At 21.4°S, the BC was not completely reorganized after its bifurcation at VTC and the presence of cyclonic and

anticyclonic meanders. The BC transport estimates obtained by the CDM were comparable to estimates found in the bibliography. On the other hand, transport values computed from ADCP were higher than previously reported, raising the need for knowledge of the barotropic component of BC in this region.

Keywords: Classical Dynamic Method; Currents Measurements; Upwelling; Encroachment; Water Masses; Vitoria Eddy.

Sumário

Lista de Figuras	xiii
Lista de Tabelas	xvi
Lista de Acrônimos	xvii
1 Introdução	1
2 Revisão Bibliográfica	8
2.1 A Corrente do Brasil na região do Embaiamento de Tubarão	8
2.2 Processos e Feições de meso-escala na região do Embaiamento de Tubarão	11
3 Metodologia	20
3.1 Área de estudo	20
3.2 Cruzeiro Oceanográfico MCTIII	21
3.3 Tratamento dos dados obtidos por CTD	23
3.4 Análise das massas de água	23
3.5 Cálculo das velocidades geostróficas	28
3.6 Tratamento dos dados obtidos por ADCP	28
3.7 Estimativa do Transporte de volume	29
3.8 Cálculo das Energias e Anomalias do vórtice	29
4 A estrutura vertical de massas de água e correntes na plataforma continental e região <i>offshore</i> do Embaiamento de Tubarão	32
4.1 Análise dos Dados Hidrográficos	32
4.2 Estrutura vertical das Massas de água	39
4.3 Velocidades e transportes de volume da CB	44
5 Caracterização do Vórtice de Vitória em dezembro de 2011	54
5.1 Dados Hidrográficos	54
5.2 Massas de água	58

5.3	Velocidades e transportes	59
5.4	Energias e Anomalias do Vórtice de Vitória	65
6	Conclusão	67
7	Considerações Finais	69
	Referências Bibliográficas	71

Lista de Figuras

1.1	Síntese do escoamento do sistema de correntes do contorno oeste ao longo da margem continental brasileira.	2
1.2	Mapa da região de interesse desse estudo com destaque para as principais feições topográficas.	3
2.1	Seções das observações hidrográficas perpendiculares à Corrente do Brasil em fevereiro de 1991.	12
2.2	Mapa da Temperatura da Superfície do Mar em fevereiro de 1991.	13
2.3	Mapa da Temperatura da Superfície do Mar em maio de 1995.	13
2.4	Exemplos do comportamento da CB ao passar pela CVT quando foi observado o VV.	15
2.5	Representação esquemática da ressurgência de quebra de plataforma induzida por meandro ciclônico.	17
2.6	Representação esquemática de um jato ao longo da costa antes e depois do <i>encroachment</i> .	19
3.1	Mapa da região de interesse do presente estudo com destaque para batimetria obtida do ETOPO.	21
3.2	Mapa da área de estudo com a disposição das estações oceanográficas.	22
3.3	Diagrama TS espalhado da plataforma continental para o transecto 1.	25
3.4	Diagrama TS espalhado da plataforma continental para o transecto 2.	25
3.5	Diagrama TS espalhado da região oceânica para o transecto 1.	26
3.6	Diagrama TS espalhado da região oceânica para o transecto 2.	26
4.1	Estrutura vertical dos parâmetros que foram obtidos por CTD ao longo do transecto 1.	33
4.2	Estrutura vertical dos parâmetros que foram obtidos por CTD ao longo do transecto 2.	34

4.3	Estrutura vertical dos parâmetros que foram obtidos por CTD na plataforma continental ao longo do transecto 1.	36
4.4	Estrutura vertical dos parâmetros que foram obtidos por CTD na plataforma continental ao longo do transecto 2.	37
4.5	Distribuição vertical de massas de água na plataforma continental do transecto 1.	40
4.6	Distribuição vertical de massas de água na plataforma continental do transecto 2.	40
4.7	Distribuição vertical de massas de água na região oceânica do transecto 1.	42
4.8	Distribuição vertical de massas de água na região oceânica do transecto 2.	42
4.9	Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade geostrófica obtida pelo MDC no transecto 1.	45
4.10	Distribuição vertical da velocidade meridional obtida pelo ADCP no transecto 1.	46
4.11	Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade geostrófica obtida pelo MDC no transecto 2.	47
4.12	Distribuição vertical da velocidade meridional obtida pelo ADCP no transecto 2.	48
4.13	Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade geostrófica obtida pelo MDC no transecto 1.	49
4.14	Distribuição vertical da velocidade meridional obtida pelo ADCP no transecto 1.	49
4.15	Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade geostrófica obtida pelo MDC no transecto 2.	50
4.16	Distribuição vertical da velocidade meridional obtida pelo ADCP rotacionadas em 32° no transecto 2.	50
4.17	Distribuição da velocidade subsuperficial obtida pelo ADCP no transecto 1.	53
4.18	Distribuição da velocidade subsuperficial obtida pelo ADCP no transecto 2.	53
5.1	Estrutura vertical dos parâmetros que foram obtidos por CTD na área do Vórtice de Vitória.	55
5.2	Imagem da distribuição de clorofila- <i>a</i> na área do Vórtice de Vitória e os pontos de perfilagem de CTD.	57
5.3	Distribuição vertical de massas de água na área do Vórtice de Vitória.	58
5.4	Diagrama TS espalhado e distribuição vertical da anomalia de densidade nas estações 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53 e 54.	60
5.5	Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade geostrófica obtida pelo MDC na área do Vórtice de Vitória.	61
5.6	Distribuição vertical da velocidade meridional obtida por ADCP na área do Vórtice de Vitória.	62

- 5.7 Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade geostrófica obtida pelo MDC na área do Vórtice de Vitória nas profundidades entre 35 e 255 m. 63
- 5.8 Distribuição vertical da velocidade meridional rotacionadas em 32° obtida por ADCP na área do Vórtice de Vitória. 63

Lista de Tabelas

2.1	Estimativas de transporte de volume e velocidade máxima da CB entre 19° e 22°S.	9
3.1	Tabelas com valores dos índices termohalinos utilizados para análise de massas de água na plataforma continental e na região oceânica.	27
4.1	Pressão das interfaces entre as massas de água e espessuras na região oceânica nos transectos 1 e 2.	44
4.2	Comparação entre as velocidades máximas e transportes de volume da CB obtidas por medições diretas de velocidade e as estimadas pelo Método Dinâmico Clássico.	48
5.1	Comparação entre as medições diretas de velocidade obtidas pelo ADCP rotacionadas em 32° e as estimadas pelo Método Dinâmico Clássico entre 35 e 255 m de profundidade para o Vórtice de Vitória.	64
5.2	Energias e anomalias do Vórtice de Vitória calculadas nesse estudo e por Schmid et al. (1995).	65

Lista de Acrônimos

- AAF Água Antártica de Fundo
- AC Água Costeira
- ACAS Água Central do Atlântico Sul
- ACS Água Circumpolar Superior
- ADCP *Acoustic Doppler Current Profiler*
- AHA Anomalia de Calor Total Disponível
- AIA Água Intermediária Antártica
- APAN Água Profunda do Atlântico Norte
- APE Energia Potencial Total Disponível
- ASA Anomalia de Sal Total Disponível
- AT Água Tropical
- AVHRR *Advanced Very High Resolution Radiometer*
- BiCSE Bifurcação da Corrente Sul Equatorial
- BSB Banco Besnard
- CB Corrente do Brasil
- CCI Corrente de Contorno Intermediária
- CCP Corrente de Contorno Profunda
- CGB Banco Congress
- CLF Camada Limite de Fundo

CODAS *Common Oceanographic Data Access System*

CSE Corrente Sul Equatorial

CTD *Conductivity, Temperature and Depth*

CVT Cadeia Vitória-Trindade

ES Espírito Santo

ET Embaiamento de Tubarão

HYCOM *Hybrid Coordinate Ocean Model*

KE Energia Cinética Total

MDC Método Dinâmico Clássico

MODIS *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*

Ro Número de Rossby

SBE *Sea Bird Electronics*

UFES Universidade Federal do Espírito Santo

URF Unidade Relativa de Fluorescência

VTR Monte Submarino de Vitória

VV Vórtice de Vitória

XBT *Expendable Bathythermograph*

CAPÍTULO 1

Introdução

Os ventos alísios forçam a Corrente Sul Equatorial (CSE) a fluir para oeste em direção à América do Sul na região equatorial. A Bifurcação da CSE (BiCSE) ocorre quando essa se aproxima da margem continental brasileira ($\sim 15^\circ\text{S}$) dando origem a duas importantes correntes de contorno oeste. A primeira segue em direção ao Equador denominada Corrente Norte do Brasil. A Corrente do Brasil (CB) é a porção que flui para o sul sobre a quebra de plataforma continental ao longo da costa do Brasil, encontra-se com a Corrente das Malvinas ($33\text{-}38^\circ\text{S}$) e forma a Corrente do Atlântico Sul que flui em direção ao continente africano (Stramma et al., 1990). A CB consiste na Corrente de Contorno Oeste que integra o Giro Subtropical do Atlântico Sul (Garfield III, 1990).

A complexidade desse padrão de circulação consiste na BiCSE ocorrer em diferentes latitudes ao longo da coluna d'água. Stramma and England (1999) descreveram esse processo em três camadas principais, cada uma associada a uma massa de água em particular (Figura 1.1). A CB transporta somente Água Tropical (AT) na camada superficial (0 - 150 m) em torno de 15°S e em $\sim 20^\circ\text{S}$ recebe um aporte a nível picnoclínico (entre 150 e 500 m) da BiCSE associado à Água Central do Atlântico Sul (ACAS), tornando-se mais espessa verticalmente. O segundo aporte ocorre a nível intermediário (entre 500 e 1000 m) em $\sim 25^\circ\text{S}$ associado à Água Intermediária Antártica (AIA) e passa a ocupar praticamente toda a coluna d'água (Stramma and England, 1999).

O Embaiamento de Tubarão (ET) (Figura 1.2) está inserido na Região Abrolhos-Campos (15°S - 23°S) segundo a divisão da Plataforma Continental Brasileira adotada por Castro and Miranda (1998). Essa região é marcada por uma complexa batimetria associada à grande variação da plataforma continental e à presença da Cadeia Vitória-Trindade (CVT). O padrão vertical de correntes nessa unidade fisiográfica consiste na CB fluindo em direção sul transportando AT e ACAS, a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) seguindo para o norte transportando AIA e a Corrente de Contorno Profunda (CCP) fluindo para sul transportando a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) abaixo de 2000 m (Figura 1.1). Além dessas massas de água, ressalta-se a presença da Água Antártica de Fundo (AAF) como parte da circulação de fundo abaixo de todo o sistema descrito e a presença da Água Costeira (AC) na plataforma interna

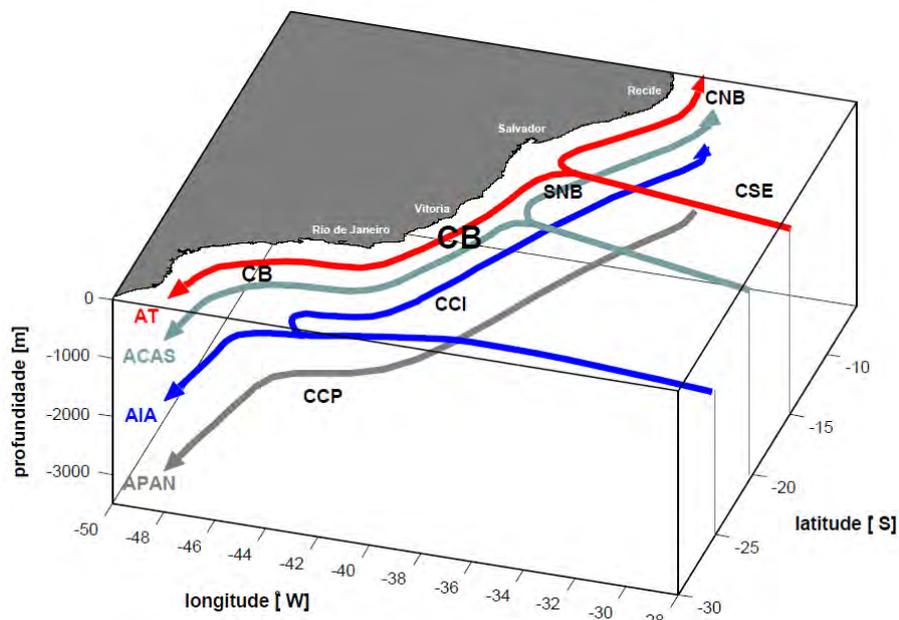


Figura 1.1: Síntese do escoamento do sistema de correntes do contorno oeste ao longo da margem continental brasileira de acordo com os padrões esquemáticos de grande escala de [Stramma and England \(1999\)](#). Correntes: CB - Corrente do Brasil, CCI - Corrente de Contorno Intermediária, CCP - Corrente de Contorno Profunda, SNB - Sub-Corrente Norte do Brasil, CNB - Corrente Norte do Brasil, CSE - Corrente Sul Equatorial. Massas de água: AT - Água Tropical, ACAS - Água Central do Atlântico Sul, AIA - Água Intermediária Antártica, APAN - Água Profunda do Atlântico Norte. Fonte: [Soutelino \(2008\)](#).

da costa leste brasileira que resulta da diluição de água oceânica pela descarga de água doce continental ([Pereira, 2005](#)).

A CB flui como uma corrente estreita e rasa em 19°S ([Miranda and Castro Filho, 1981](#)) e se ramifica como resultado do obstáculo imposto pelos montes submarinos da CVT. [Evans et al. \(1983\)](#) descreveram-na fluindo através dos dois canais mais próximos à costa, sendo que o canal entre o Banco Besnard (BSB) e o Monte Submarino de Vitória (VTR) foi o principal para a trajetória dessa corrente com velocidade máxima de 0,52 m/s e transporte geostrófico de 3,8 Sv, relativo ao nível de 500 dbar. [Evans and Signorini \(1985\)](#) acrescentaram um terceiro canal de passagem da CB mais afastado da costa, à leste do Banco Congress (CGB). [Pimentel \(2012\)](#) por resultados de modelagem numérica estimou o transporte total médio da CB na CVT de 4,6 Sv com a principal contribuição desse terceiro canal (68%) e mostrou uma alta variabilidade da interação da CB com os montes da CVT não sendo possível estabelecer o predomínio de nenhum. A CB volta a se reorganizar ao largo do ET e em torno de 22°S encontra-se confinada

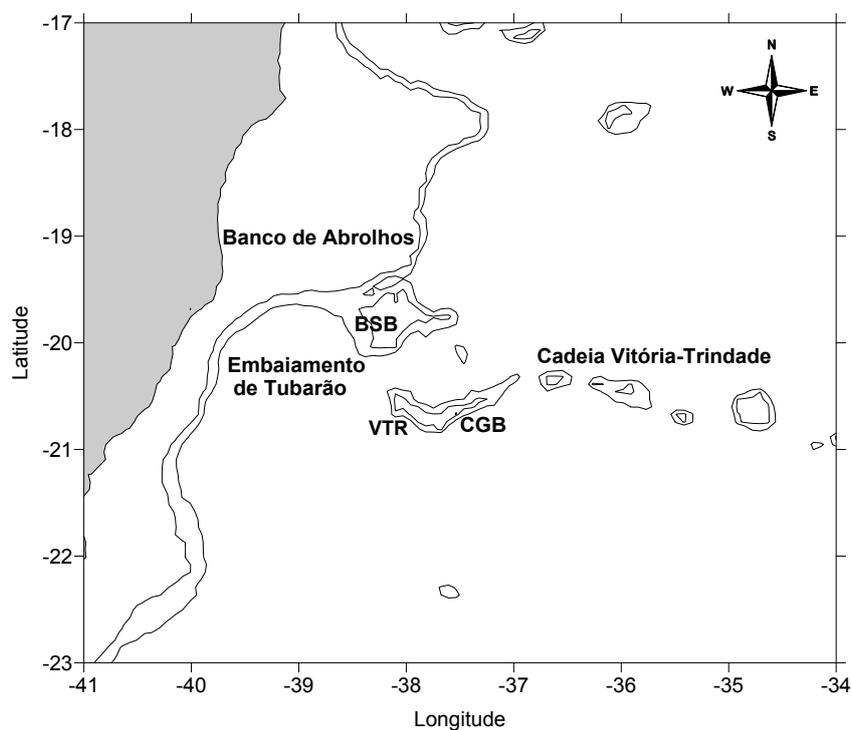


Figura 1.2: Mapa da região de interesse desse estudo com destaque para as principais feições topográficas elaborado a partir da base batimétrica do ETOPO. As isóbatas correspondem às profundidades de -200 m e -1000 m e os montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade em destaque representam o Banco de Besnard (BSB), Monte Submarino de Vitória (VTR) e o Banco de Congress (CGB) conforme descrito por [Motoki et al. \(2012\)](#).

e organizada em um ramo único sobre o talude continental ([Evans et al., 1983](#); [Signorini et al., 1989](#); [Passos, 2011](#); [Pimentel, 2012](#)), observa-se ainda um aumento significativo do seu transporte para 6,6 Sv em 23°S ([Pimentel, 2012](#)) acompanhado pelo aumento na espessura, largura e velocidade média da corrente.

A maioria das estimativas de transporte calculado para a CB tem se concentrado próximo ao Rio de Janeiro e à Zona de Confluência Brasil-Malvinas ([Silveira et al., 2000](#)). As outras regiões ao longo do Brasil apresentam uma carência de informações principalmente no que se refere à circulação de mesoescala. [Cirano et al. \(2006\)](#) e [Passos \(2011\)](#) levantaram a possibilidade da região oceânica adjacente ao ET ser uma das menos investigadas da margem continental brasileira, já que estudos sobre a circulação nesta porção da costa atualmente restringem-se a trabalhos realizados na década de 80 e 90. Descrições da CB são encontradas ao longo da costa do Brasil, os valores de transporte foram obtidos em sua maioria através do Método Dinâmico

Clássico (MDC), exceto [Evans and Signorini \(1985\)](#) e [Garfield III \(1990\)](#) que utilizaram perfis de velocidade pelo instrumento PEGASUS e [Müller et al. \(1998\)](#) e [Lima \(1997\)](#) avaliaram o transporte por medições provenientes de fundeios correntográficos. Esforços recentes consistem na estimativa a partir de dados obtidos por modelos numéricos ([Passos, 2011](#); [Pimentel, 2012](#)).

A CB apresenta desenvolvimento de meandros e vórtices em seu escoamento para o sul que são observados desde Vitória até a Baía de Santos ([Garfield III, 1990](#)). Trabalhos mais recentes tem relatado que seu padrão meandrante se inicia em torno de 14°S associado com o Vórtice de Royal-Charlotte (16°S) e o Vórtice de Abrolhos (18°S) ([Soutelino et al., 2011](#)). A atividade de meso-escala já foi investigada por diversos autores em seus aspectos descritivos e dinâmicos ([Mascarenhas Jr. et al., 1971](#); [Signorini, 1978](#); [Campos et al., 1995](#); [Calado, 2001](#); [Silveira et al., 2008](#)) que especularam que as feições topográficas e a mudança da orientação da linha de costa na região favorecem o meandramento e geração de vórtices pela CB e a instabilidade baroclínica favorece a crescimento primário dos vórtices, tais como o Vórtice de Vitória (20°S), o Vórtice de São Tomé (22°S) e o Vórtice de Cabo Frio (23°S).

O Vórtice de Vitória (VV) foi estudado primeiramente por [Schmid et al. \(1995\)](#). É uma estrutura ciclônica que se forma na região oceânica ao largo do ET e é caracterizada pelo núcleo de águas mais frias e de menor salinidade do que nas águas adjacentes. Diversos autores já investigaram sobre seu mecanismo de geração ([Schmid et al., 1995](#); [Maneschy, 2010](#); [Silveira et al., 2008](#)), sua estrutura ([Schmid et al., 1995](#); [Passos, 2011](#)), sua contribuição no aumento da produção fitoplanctônica ([Gaeta et al., 1999](#)), sua permanência e recorrência ([Gaeta et al., 1999](#); [Costa, 2007](#); [Passos, 2011](#)), seus movimentos de translação ([Schmid et al., 1995](#); [Campos, 2006](#); [Arruda et al., 2013](#)), sua relação com o processo de ressurgência costeira ([Schmid et al., 1995](#); [Kampel et al., 1997](#); [Gaeta et al., 1999](#)), com a topografia local ([Gaeta et al., 1999](#); [Maneschy, 2010](#)) e com a CB ([Schmid et al., 1995](#); [Pimentel, 2012](#)). Apesar dos vários estudos realizados sobre o VV, as informações sobre o seu transporte, sua relação com a CCI e seu impacto biológico ainda são insuficientes e sobre sua estrutura vertical, recorrência, permanência e até mesmo seu processo de formação ainda são divergentes. O estudo da atividade de mesoescala e sua variabilidade sazonal encontra-se em sua fase inicial, mas tem relatado padrões de escoamento complexos despertando o interesse da comunidade científica na compreensão da dinâmica da circulação ao largo da costa leste brasileira ([Passos, 2011](#)).

Outra feição característica na região é a presença de águas significativamente frias na costa do Espírito Santo (ES). As áreas de ressurgência costeira são observadas desde a costa capixaba até o estado do Rio Grande do Sul, mas a região de Cabo Frio é considerada o principal e mais intenso entre esses sistemas, concentrando a maior parte dos estudos ([Coelho-Souza](#)

et al., 2012). As ascensões da ACAS são comuns principalmente durante os períodos de primavera/verão devido à predominância e amplitude dos ventos de nordeste que desencadeiam o mecanismo do transporte de Ekman (Emilson, 1961) e os valores máximos do rotacional negativo da tensão do vento que são favoráveis à ressurgência devido ao Bombeamento de Ekman (Castelão and Barth, 2006). Entretanto, a presença de meandros e vórtices na CB (Campos et al., 1995, 2000; Calado et al., 2010), a topografia local e a linha de costa (Rodrigues and Lorenzetti, 2001) e a intensificação da CB e sua aproximação à costa (Aguir et al., 2014) podem também ser importantes mecanismos de subida de água da piconclina. Embora a ressurgência de Cabo Frio já tenha sido foco de vários estudos, o mesmo não se pode afirmar sobre esse processo ao longo da plataforma capixaba.

As ressurgências costeiras e os vórtices ciclônicos influenciam a dinâmica dos produtores primários marinhos ditando todos os outros níveis tróficos, inclusive os recursos pesqueiros (Schmid et al., 1995; Gaeta et al., 1999; Coelho-Souza et al., 2012). Ambos fertilizam a zona eufótica e, conseqüentemente, aumentam a produção primária líquida. Além do efeito sobre a comunidade biológica, os vórtices têm a capacidade de transportar energia, calor, sal e nutrientes para além de sua região de formação (Robinson, 1983) e as ressurgências são importantes na troca dessas propriedades físicas e biogeoquímicas entre as águas oceânicas e a plataforma continental (Castro, 1996).

Observações *in situ* ao longo do ET tem sido esporádicas. Podem-se destacar os levantamentos conduzidos pela Marinha do Brasil (Operação Leste I e II), pela Petrobras (Silveira et al., 2005; Passos, 2011), pelo Projeto REVIZEE e em parceria com projetos internacionais (Evans et al., 1983; Evans and Signorini, 1985; Stramma et al., 1990; Schmid et al., 1995). Nesse contexto, a Operação MCTIII se propôs a obter um conjunto de dados *in situ* de alta qualidade para a melhor compreensão da dinâmica local no intuito de preencher uma lacuna em termos de observações oceanográficas na região, o que ainda deixa sem respostas perguntas tais como:

1. Qual a origem da água fria encontrada na área costeira do ES? Há, de fato, ressurgência nessa área?
2. Onde ocorre a reorganização da CB após sua passagem pela CVT?
3. Qual o transporte das correntes na região? Como as massas de água estão estruturadas?
4. O VV é realmente uma feição recorrente no ET? Ele pôde ser evidenciado nos dados coletados?
5. Qual a resposta da produtividade primária à dinâmica peculiar da região?

Mais especificamente, a presente dissertação está inserida nesse projeto com o intuito de fornecer informações para que algumas dessas perguntas sejam respondidas. Assim, o objetivo deste estudo é caracterizar a dinâmica da plataforma continental e da região oceânica adjacente ao ET em dezembro de 2011, a partir de observações hidrográficas e medição direta de correntes realizadas durante a Operação MCTIII. Para isso, os objetivos específicos são:

- Investigar a distribuição da temperatura, salinidade, densidade, oxigênio dissolvido e fluorescência, bem como de massas de água, e a sua correlação com os processos físicos atuantes na área de estudo;
- Estimar o transporte de volume da CB pelo MDC e por dados de ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*);
- Caracterizar a feição ciclônica de meso-escala associada ao escoamento da CB amostrada.

As medidas termohalinas, de velocidade e transporte de volume da CB obtidas com esse trabalho contribuem com o levantamento de informações oceanográficas desta área pouco conhecida. Também são importantes na validação do desempenho dos modelos numéricos de circulação oceânica e dos resultados obtidos por sensoriamento remoto. Uma vez que a coleta de dados oceanográficos *in situ* possuem alto custo de aquisição, a modelagem numérica e o sensoriamento remoto tornam-se importantes ferramentas para o bom entendimento do funcionamento dos oceanos em escala global, regional e local.

Além da motivação científica, o conhecimento da Oceanografia Física da região é de grande importância para as atividades econômicas desenvolvidas. A área de estudo possui grande importância ecológica devido à alta biodiversidade do Banco de Abrolhos (Machioro et al., 2005) e às espécies endêmicas e comunidades recifais da CVT (Floeter and Gasparini, 2000). Porém, é devido ao descobrimento do petróleo na região do Pré-Sal que vem sendo foco de observações meteoceanográficas.

O conhecimento da estrutura vertical das correntes oceânicas e sua variabilidade são essenciais para o dimensionamento correto de plataformas e estruturas *offshore* usadas na atividade de exploração e produção de petróleo em águas profundas. O licenciamento ambiental é uma obrigação legal prévia à instalação de qualquer empreendimento ou atividade potencialmente poluidora ou degradadora do meio ambiente que faz uma avaliação dos possíveis impactos ambientais e depende deste tipo de conhecimento. As forçantes meteoceanográficas tem papel fundamental no comportamento, trajetória e destino do óleo derramado em caso de acidente envolvendo vazamento de óleo no mar (Fingas, 2001).

Essa Dissertação de Mestrado está dividida em 6 capítulos. No Capítulo 1 foram descritos a contextualização, os objetivos e a importância do presente estudo. A revisão bibliográfica sobre o comportamento da CB no ET e os processos e as feições de meso-escala a ela associados é apresentada no Capítulo 2. No Capítulo 3 encontram-se a descrição da área de estudo, do cruzeiro oceanográfico e do conjunto de dados, e dos métodos utilizados no processamento dos dados *in situ*, na análise das massas de água, no cálculo das componentes baroclínicas das velocidades geostróficas, na quantificação do transporte de volume e na caracterização do vórtice. Os resultados e a discussão foram divididos em duas partes visando estruturá-la em forma de dois artigos para posterior submissão: no Capítulo 4 são analisados os dados hidrográficos, a estrutura vertical das massas de água, as medidas de velocidade e o transporte de volume da CB obtidos direta e indiretamente. A análise da feição ciclônica que foi amostrada é realizada no Capítulo 5. As conclusões são mostradas no Capítulo 6 e as considerações finais no Capítulo 7. Por fim, as referências bibliográficas usadas em todo o trabalho são listadas.

Revisão Bibliográfica

2.1 A Corrente do Brasil na região do Embaiamento de Tubarão

As estimativas de transporte e as velocidades máximas associadas à CB entre as latitudes de 19°S e 22°S, onde o ET está inserido, são mostradas na Tabela 2.1. Os trabalhos realizados na década de 80 e 90 tiveram as descrições baseadas no MDC que fornece a componente baroclínica da velocidade geostrófica, com exceção do trabalho de Lima (1997) que utilizou medições provenientes de fundeios correntográficos. Os estudos mais recentes utilizaram resultados de simulação numérica.

Signorini (1978) investigou o padrão de circulação, velocidade média e transporte de volume da CB na região de Cabo Frio a partir de dados hidrográficos coletados em julho de 1973. Esse autor mostrou que em 22°S a maior parte do transporte da CB ocorre nos primeiros 200 m, onde a velocidade máxima em superfície atinge 0,55 m/s e o transporte de volume foi de 5,2 Sv.

Miranda and Castro Filho (1981) a partir da análise do campo de massa obtido por garrafas de Nansen em 19°S, descreveram a CB como uma corrente estreita e rasa com velocidade máxima de 0,72 m/s, transporte para o sul de 6,5 Sv, núcleo em superfície e mais de 50% confinado nos primeiros 200 m.

Os esforços de Evans et al. (1983) consistiram na análise de três seções hidrográficas complementadas com dados de XBT (*Expendable Bathythermograph*) em abril de 1982. No transecto mais ao norte (19°S), a CB foi descrita como uma corrente fraca com velocidade máxima de 0,5 m/s e 5,3 Sv. Em aproximadamente 20,5°S, ao se deparar com a CVT, os autores mostraram que a maior parte desse transporte fluiu continuamente através da passagem mais próxima à costa (entre a plataforma continental e o BSB). O transporte relativo a 500 m (1000 m) foi aproximadamente 3,8 Sv (6,8 Sv). Ao sul da cadeia (em 21,7°S), a CB encontrou-se bem organizada e confinada sobre a quebra de plataforma continental com velocidade máxima de 0,61 m/s e transporte de 4,4 Sv.

Signorini et al. (1989) analisou a estrutura térmica horizontal da CB a partir de um conjunto de dados de CTD (*Conductivity, Temperature and Depth*) e XBT e identificou que entre

Tabela 2.1: Estimativas de transporte de volume e velocidade máxima da CB entre 19° e 22°S. Adaptada de [Schmid et al. \(1995\)](#), [Silveira et al. \(2000\)](#) e [Silveira \(2007\)](#) e atualizada pela presente autora.

Autor	Latitude (°S)	Prof. ref. (m)	Transporte (Sv)	Vel. Máx. (m/s)
Signorini (1978)	22	600	5,2	0,55
Miranda and Castro Filho (1981)	19	500	6,5	0,72
Evans et al. (1983)	19	500	5,3	0,50
	20,5	500/1000	3,8/6,8	0,52
	21,7	500	4,4	0,61
Stramma et al. (1990)	19,4	~560	5,7	0,19
	20	~610	1,6	0,24
Schmid et al. (1995)	21	600/1200	9,4/7,4	0,5
Lima (1997)	22	correntômetro	5,5±2,6	-
	22	numérico	7,1	< 0,55
Silveira et al. (2005)	21	numérico	6,7	0,83
	21	numérico	7,9	0,6
Passos (2011)	20	numérico	6,5	0,31
	20	numérico	5,7	0,28
	20,5	numérico	3	0,25
	20,5	numérico	5,5	0,44
	21	numérico	8	0,78
Pimentel (2012)	20,5	numérico	4,6±2,1	0,62

as latitudes 19°S e 22°S a corrente não estava bem organizada após fluir por entre os canais da CVT. Neste caso, a maior parte do fluxo seguiu pelo canal mais próximo ao talude. Entre as latitudes de 22°S e 25°S a corrente se reorganizou, mostrou sinais mais baroclínicos com uma intensificação do cisalhamento da velocidade geostrófica e seu eixo posicionado nas proximidades do talude continental. O transporte geostrófico em relação à superfície isobárica de 500 dbar variou de 1,0 a 3,3 Sv e as velocidades máximas na superfície foram de 0,3-0,4 m/s.

[Passos \(2011\)](#) descreveu dois padrões sazonais distintos da CB no ET observados por dados sinóticos e simulação numérica. Durante o inverno, a CB transportou um valor total de cerca de 6,5 Sv em 20°S e se bifurcou ao cruzar a CVT. O ramo menor fluiu entre a plataforma continental e o BSB ocupando os primeiros 300 m da coluna de água com velocidade máxima em torno de 0,13 m/s e transporte de 0,8 Sv. Já o ramo principal localizou-se entre o BSB e o VTR, estendeu-se da superfície até ≈ 500 m de profundidade com velocidade máxima de 0,31 m/s e transporte em torno de 5,8 Sv. Em aproximadamente 20,5°S a CB manteve-se acima dos 500 m, mais larga e com transporte menor (3 Sv), mostrando que o seu escoamento ainda não estava completamente reorganizado no ET. A reorganização ocorreu em 21°S onde nos primeiros 500 m o transporte total foi estimado em 8 Sv. No cenário de verão, em 19°S a CB meandrou anticiclônicamente e apresentou transporte de cerca de 10,5 Sv. Na região da CVT foi identificada uma trifurcação com o fluxo principal ocorrendo entre o BSB e o VTR e dois fluxos secundários entre a plataforma continental e o BSB e a leste do CGB. Os três ramos apresentaram transporte e velocidade máxima, respectivamente, de 0,28 m/s e 2,6 Sv, 0,1 m/s e 0,1 Sv e 0,19 m/s e 3 Sv. Nesse período, a CB se reorganizou ao largo do ET e em 21°S apresentou novamente o padrão de jato, compreendido entre a superfície até 800 m.

[Pimentel \(2012\)](#) analisou o comportamento da CB ao passar pela CVT com base em simulação numérica e derivadores langragianos de superfície. Os resultados mostraram que houve a divisão do fluxo da CB por três canais principais: um mais costeiro, localizado entre a plataforma continental e o BSB, o segundo entre o BSB e o VTR e o último a leste do CGB. As velocidades máximas foram de 0,46 m/s, 0,62 m/s e 54 m/s, respectivamente. O transporte total médio da CB na CVT foi de 4,6 Sv com a principal contribuição sendo do terceiro canal (68%). Não foi possível estabelecer um padrão dominante de ramificação da CB nessa região devido à grande variedade de padrões observados sem predomínio de nenhum. A reorganização da CB após a CVT ocorreu junto ao talude em uma faixa que compreende a partir da CVT até 22°S. Quando foi comparado o transporte da CB na CVT com o transporte em regiões ao norte (18°S) e ao sul (23°S) da cadeia, essa autora observou um aumento significativo do transporte da corrente em direção ao sul, acompanhado pelo aumento da espessura, largura e velocidade média da corrente, associada à incorporação da ACAS no sistema de correntes do contorno oeste.

2.2 Processos e Feições de meso-escala na região do Embaiamento de Tubarão

A feição ciclônica que se destaca no ET é o VV. Esse vórtice foi primeiramente descrito por Schmid et al. (1995) na região *offshore* da plataforma continental próximo à cidade de Vitória em fevereiro de 1991. As seções de temperatura potencial e salinidade claramente mostraram a estrutura do VV caracterizado pela água 8°C mais fria e 1,3 menos salina em seu núcleo (em 100 m), com raio aproximado de 25 km, sinal termal visível até 700 m de profundidade e localizado a oeste da CB no momento da observação (Figura 2.1). As velocidades geostróficas calculadas (relativo à 1200 dbar correspondente à interface entre o fluxo para norte da AIA e o fluxo para o sul da APAN) mostraram a porção leste com velocidade superficial para o sul maior do que 0,50 m/s enquanto que a porção oeste era mais fraca com velocidade máxima superficial para norte de cerca de 0,40 m/s.

As imagens do satélite infravermelho (Figura 2.2) indicaram que o vórtice interagiu não somente com a topografia local e a CB, mas também com um forte evento de ressurgência que se estendeu a partir de Cabo Frio causado por ventos de nordeste (paralelos à costa). Os autores sugeriram que essa ressurgência costeira levou à formação de um meandro, o qual se desenvolveu em um vórtice ciclônico e migrou em direção nordeste possivelmente pela forte influência da topografia local. Em sequência, retornou para o sul devido à interação do VV com o fluxo para sul da CB ou pela reflexão do vórtice pela CVT.

Gaeta et al. (1999) relataram o VV como uma anomalia mais fria e menos salina e maiores concentrações de nitrato e fosfato inseridas no fluxo da CB a partir de observações *in situ* obtidas com o Projeto JOPS-II-9 durante o outono de 1995 e imagens de temperatura da superfície do mar. Essa feição possuía cerca de 50 km de diâmetro e estava centrada em 20,3°S e 38,9°O (Figura 2.3). Na camada de mistura superficial do VV, a clorofila-*a* e a produtividade primária foram até 2 vezes mais elevadas do que em áreas adjacentes. Esses resultados provaram pela primeira vez que o bombeamento de águas mais ricas pelo VV contribui significativamente para o aumento local da produção fitoplanctônica.

A correlação entre a presença do vórtice e a ocorrência de ressurgência sugerida por Schmid et al. (1995) não foi ratificada nos estudos de Gaeta et al. (1999) e de Kampel et al. (1997) no inverno de 1997, já que esses autores identificaram uma feição ciclônica na região sem ocorrência de ressurgência na área. Isso levou Gaeta et al. (1999) a sugerir que o VV é uma feição permanente na região e sua gênese poderia estar ligada a um efeito topográfico imposto no fluxo da CB após sua passagem pela CVT, enquanto que o evento de ressurgência durante a primavera e o verão poderia levar ao enriquecimento da circulação ciclônica.

2.2 PROCESSOS E FEIÇÕES DE MESO-ESCALA NA REGIÃO DO EMBAIAMENTO DE TUBARÃO12

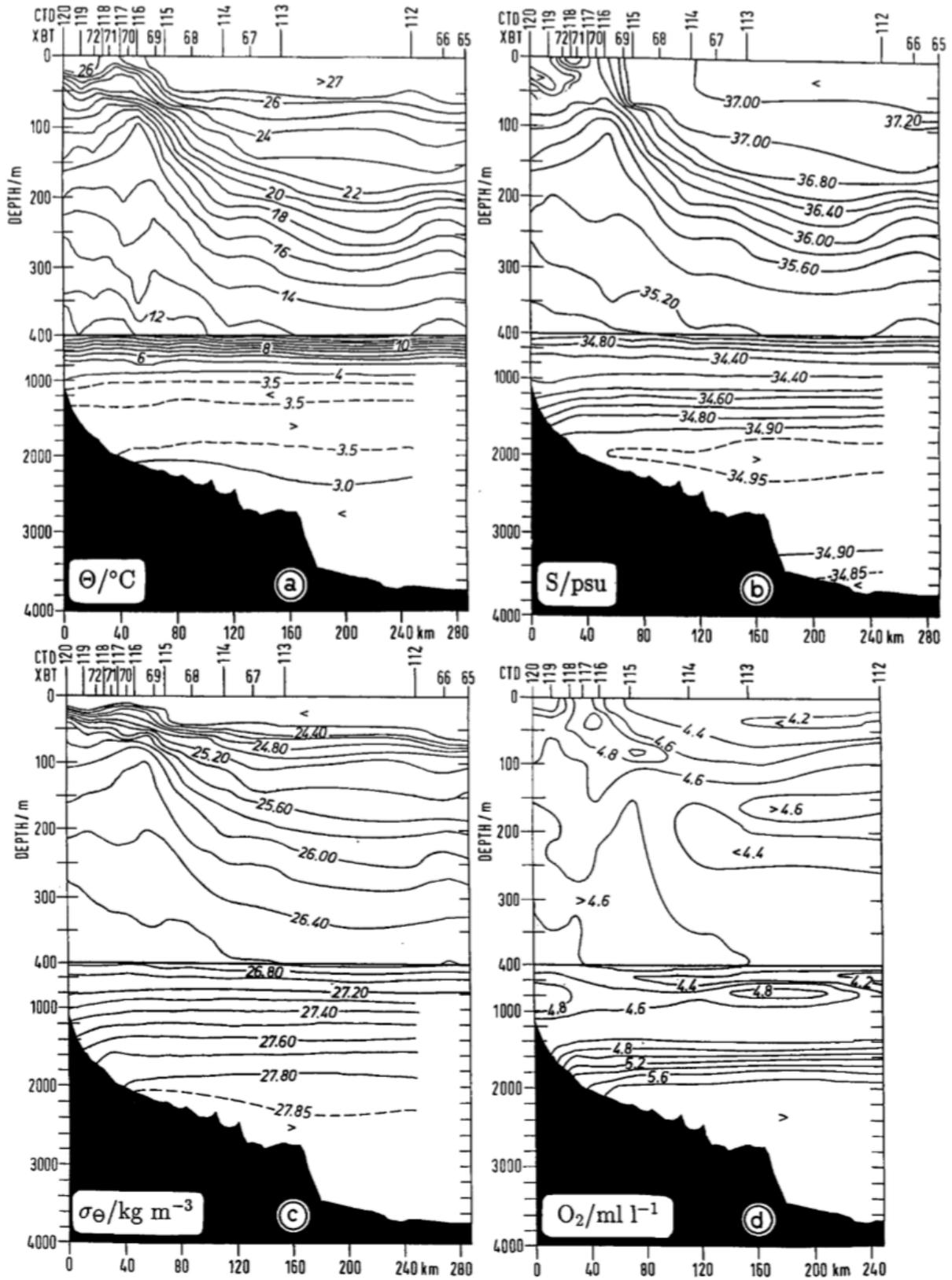


Figura 2.1: Seções das observações hidrográficas perpendiculares à Corrente do Brasil: a) Temperatura Potencial (θ), b) Salinidade (S), c) Anomalia de massa específica (σ_{θ}) e d) Oxigênio (O_2) em fevereiro de 1991. Fonte: Schmid et al. (1995).

2.2 PROCESSOS E FEIÇÕES DE MESO-ESCALA NA REGIÃO DO EMBAIAMENTO DE TUBARÃO13

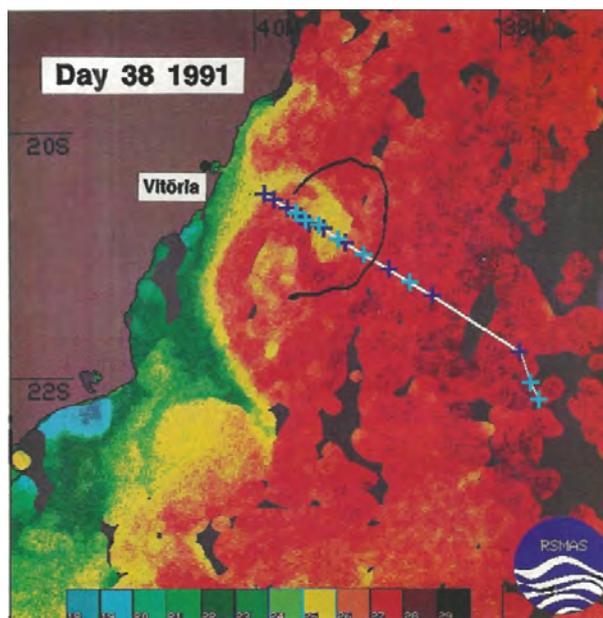


Figura 2.2: Mapa da Temperatura da Superfície do Mar computado a partir dos dados coletados pelo AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) em fevereiro de 1991, com a trajetória do derivador e a seção hidrográfica (pontos em azul escuro foram perfilados por CTD e azuis claro por XBT). Fonte: Schmid et al. (1995).

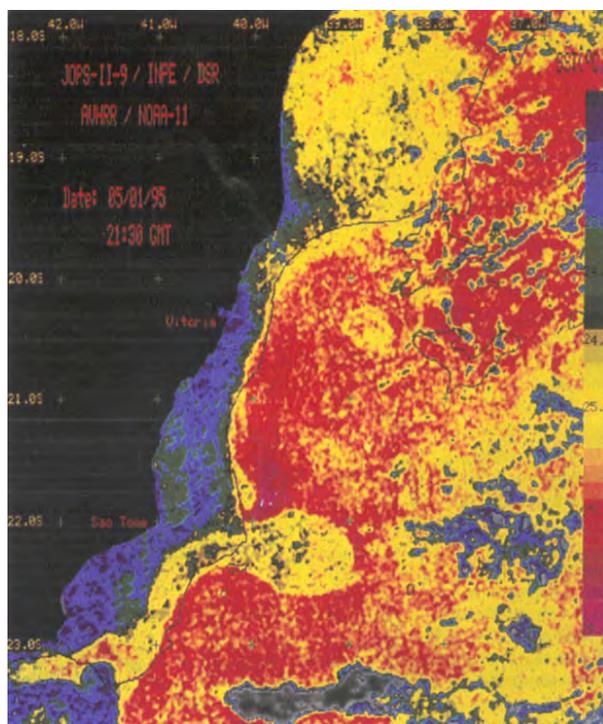


Figura 2.3: Mapa da Temperatura da Superfície do Mar coletado pelo AVHRR em 1º de maio de 1995. Fonte: Gaeta et al. (1999).

Campos (2006) utilizando uma implementação do HYCOM (*Hybrid Coordinate Ocean Model*), encontrou dois modos de translação para o VV. No primeiro caso, o vórtice se moveu inicialmente para nordeste, permaneceu quase-estacionário por 2 meses no ET, retornou para o sul e desapareceu, como descrito por Schmid et al. (1995). No segundo caso, o VV continuou seu movimento em direção ao Equador, cruzou a CVT e atingiu regiões além do Banco de Abrolhos.

Costa (2007) usou dados da climatologia proposta por Boyer et al. (2005) para mostrar que não havia nenhuma evidência do vórtice no campo anual de temperatura e salinidade. No entanto, a análise dos campos sazonais evidenciou que a estrutura do VV se fez presente preferencialmente no outono. Quanto aos resultados mensais, a assinatura climatológica do vórtice foi vista nos meses de fevereiro, março e abril, o que levou o autor a concluir que o VV é uma feição recorrente de mesoescala no ET.

Maneschy (2010) avaliou o papel da CVT na dinâmica da CB e sua influência na formação do VV com o auxílio de ferramentas numéricas. Seus resultados mostraram que a estrutura do VV foi formada com e sem a presença da CVT. Porém, a região de formação e as dimensões do vórtice foram diferentes revelando o papel fundamental da CVT no padrão de escoamento da CB e na formação do VV. Outras feições topográficas da costa leste brasileira ligadas à variação da largura da plataforma continental parecem exercer efeitos conjuntos sobre a CB para formação dessa feição.

Silveira et al. (2008) sugeriram que o VV é uma estrutura recorrente e constitui parte de uma onda de Rossby juntamente com os Vórtices de Cabo Frio e São Tomé que representam três cavados de uma onda de instabilidade baroclínica causada pelo cisalhamento vertical do Sistema de Correntes de Contorno Oeste ao largo da costa sudeste, indicando que o VV não é uma feição estacionária e se propaga em direção ao sul da Bacia de Santos.

Passos (2011) a partir de modelagem numérica e dados sinóticos provenientes do Projeto Abrolhos notou a assinatura de um ciclone no verão de 2005 devido à presença de um núcleo 3°C mais frio e 0,6 menos salino em relação ao entorno (em 200 m) associado à CB em seu lado oeste. No cenário de inverno de 2004, o sinal do VV não foi registrado dentro do ET, o que contradiz a questão levantada por Gaeta et al. (1999): definitivamente não se trata de uma feição perene.

Pimentel (2012) não conseguiu estabelecer um padrão bem definido de ocorrência do vórtice a partir da análise dos resultados de uma simulação numérica de alta resolução para o período de 2004 a 2009. Pelo menos um vórtice foi registrado em todos os meses do ano com predominância de ocorrência entre outubro e março (primavera e verão). Em relação à interação do vórtice com a passagem da CB pelos canais da CVT, cinco exemplos do padrão da

2.2 PROCESSOS E FEIÇÕES DE MESO-ESCALA NA REGIÃO DO EMBAIAMENTO DE TUBARÃO15

circulação da CB na geração do VV no ET foram estabelecidos (Figura 2.4), mas nenhum comportamento foi dominante. Os resultados da simulação sugerem que a estrutura do vórtice não está diretamente ligada à interação da CB com os canais da CVT, corroborando os resultados de [Maneschy \(2010\)](#). Essa autora identificou ainda duas formas de ocorrência do VV: uma na qual a sua formação ocorreu na região do ET (em torno de 20,9°S), apresentou-se menos intenso e com menor duração; e outra que ele se formou ao sul de 22,5°S a partir do meandramento da CB e migrou para a região do ET onde se apresentou mais intenso e com maior duração.

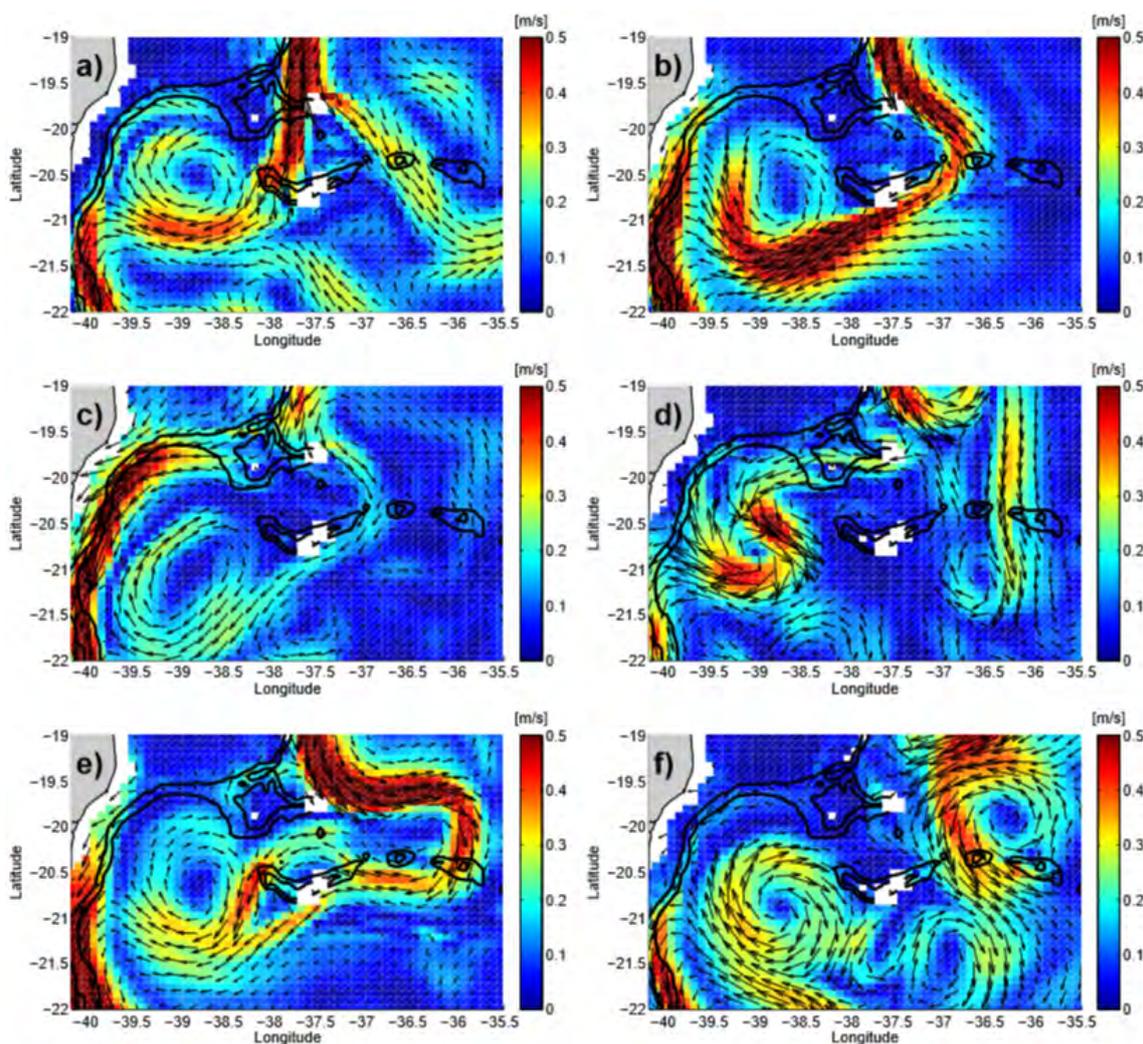


Figura 2.4: Exemplos do comportamento da CB ao passar pela CVT quando foi observado o VV. a) VV associado ao fluxo que passou entre o BSB e o VTR; b) e c) VV associado ao fluxo que passou à leste do CGB; d) VV associado aos fluxos que passaram entre a plataforma e o BSB e entre o BSB e o VTR, já reorganizados após a cadeia; e) VV associado aos fluxos que passaram entre o BSB e o VTR e à leste do CGB, já reorganizados após a cadeia e; f) VV se relação direta com o fluxo da CB pelos canais. Fonte: [Pimentel \(2012\)](#).

Outra feição característica na região é o evento de ressurgência evidenciado pela presença de águas significativamente frias ao longo da costa capixaba. As áreas de ressurgência costeira são observadas em sete regiões ao longo da costa sudeste/sul do Brasil: Vitória, São Tomé, Cabo Frio, São Sebastião, Santa Catarina, Santa Marta e Rio Grande do Sul. Contudo, a região de Cabo Frio é considerada o principal e mais intenso sistema de ressurgência costeira concentrando cerca de 35% de todos os estudos realizados nesses ambientes (Coelho-Souza et al., 2012).

O Centro de Alta Pressão do Atlântico Sul faz prevalecer ventos da direção nordeste durante o verão que possuem uma grande componente paralela à costa sudeste brasileira (Rodrigues and Lorenzetti, 2001). Assim, a ressurgência é atribuída à divergência costeira devido ao transporte de Ekman (Castro and Miranda, 1998). Esse processo consiste na compensação da perda de massa próximo a costa por uma água mais profunda rica em nutrientes que é trazida em direção à superfície do mar (Coelho-Souza et al., 2012). Estudos mais recentes tem mostrado que a contribuição de outros mecanismos, como o bombeamento de Ekman, os meandros e vórtices da CB, a topografia de fundo e a orientação da linha de costa, também são importantes no processo de intrusão da ACAS na plataforma continental.

Campos et al. (1995) constataram a presença de um padrão meandrante da CB aparentemente associado à intrusão da ACAS na quebra da plataforma continental entre Santos e Rio de Janeiro. Essa afirmação foi embasada no fato que o vórtice ciclônico se dispôs entre a corrente de contorno oeste e o talude continental e a água dentro dessa feição foi constantemente trocada devido à divergência que ocorreu na extremidade frontal e a convergência que ocorreu na extremidade posterior. Como a porção frontal do meandro fluiu em direção ao sul, a água ressurgida foi advectada para a plataforma continental (Figura 2.5).

Campos et al. (2000) identificaram a presença de ACAS sobre uma grande área da plataforma continental na Baía de Santos durante o verão. A análise de dados hidrográficos e resultados de experimentos numéricos indicou que a ressurgência ocorreu em resposta ao transporte de Ekman associado ao vento predominantemente nordeste e a combinação do efeito do vento com a presença de um meandro resultou em um forte mecanismo capaz de trazer a ACAS da região do talude para perto da costa. No inverno a ressurgência costeira foi menos intensa porque o processo foi praticamente induzido pelo meandro, deixando a ACAS confinada na quebra de plataforma.

Rodrigues and Lorenzetti (2001) ressaltaram uma diferença significativa entre a dinâmica da ressurgência que acontece em Cabo Frio e em Cabo de São Tomé utilizando a modelagem numérica. Esses autores sugeriram que a mudança da orientação da linha de costa de Norte-Sul para Leste-Oeste foi o fator chave controlador da magnitude e localização dos núcleos de

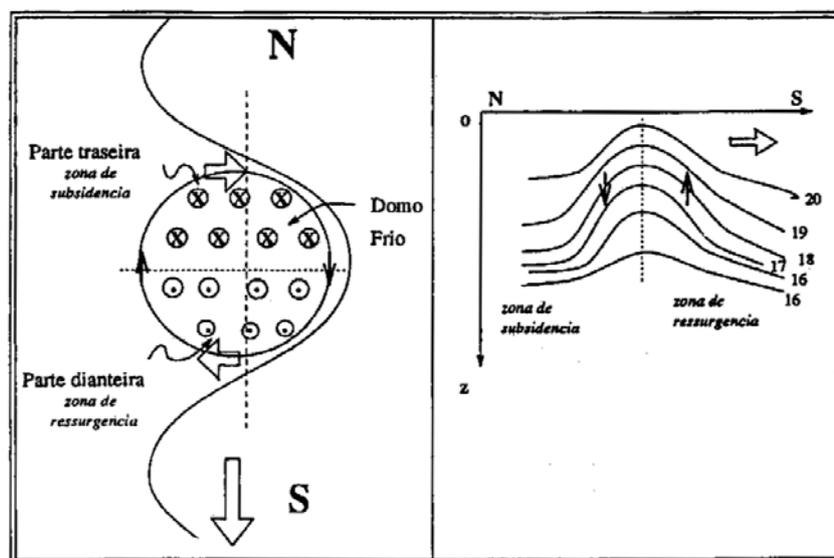


Figura 2.5: Representação esquemática da ressurgência de quebra de plataforma induzida por meandro ciclônico. Painel esquerdo: vista horizontal. Painel direito: corte transversal em sua estrutura térmica. Fonte: [Silveira et al. \(2000\)](#) de acordo com [Campos et al. \(1995\)](#).

ressurgência entre o Cabo de São Tomé e o Rio de Janeiro, principalmente próximo a Cabo Frio. Enquanto que topografia de fundo local foi o principal mecanismo da intensidade e localização da célula da ressurgência na região do Cabo de São Tomé a Vitória, consideravelmente mais fraca. Sendo assim, os autores concluíram que a geometria da linha de costa e a topografia do fundo oceânico tem um importante papel na ressurgência costeira na plataforma continental sudeste brasileira.

[Castelão and Barth \(2006\)](#) mostraram que a região compreendida entre Vitória (20°S) e Ilha de São Sebastião (24°S) foi caracterizada pelo rotacional negativo da tensão do vento (ressurgência favorável) ao longo de todo o ano com valores máximos durante o verão e mínimo durante o outono e nas regiões ao norte de Vitória foi encontrado um fraco rotacional da tensão do vento durante todas as estações. O transporte de Ekman, por sua vez, foi estimado ser menos variável ao longo da costa. Então, os autores concluíram que o aumento localizado do bombeamento de Ekman durante o verão adicionado ao transporte de Ekman contribuiu significativamente para a observação frequente de águas frias perto de Cabo Frio, sugerindo que a ressurgência dirigida pelo rotacional da tensão do vento foi a maior contribuidora desse processo.

[Calado et al. \(2010\)](#) sugeriram que nas proximidades do Cabo de São Tomé a presença da CB e seus meandros ciclônicos podem causar (ou enriquecer) a ressurgência costeira. Como a simulação numérica foi rodada sem impor o vento como forçante, os autores apresentaram

evidência de que a ressurgência dirigida pelo vórtice é possível mesmo na ausência de ventos favoráveis devido ao crescimento da instabilidade de um meandro ciclônico quase-estacionário nessa localização.

Palóczy et al. (2013) utilizaram dados da temperatura superficial do mar, observações *in situ* e modelagem numérica para mostrar que o vento foi a forçante principal mais provável da ressurgência costeira na região do Cabo de São Tomé. Porém, uma intrusão local de ACAS foi visível no campo de temperatura mesmo sob condições de ventos desfavoráveis à ressurgência enquanto se observaram ciclones frontais quase-estacionários da CB. Esses autores compararam casos de ressurgência com e sem meandro e encontraram que os eventos com meandros tenderam a receber menos impulso do vento ($\approx 25\%$, em média, podendo chegar a 50%) e a ser mais intensos.

Os esforços de Aguiar et al. (2014) consistem na investigação da ressurgência na Região Abrolhos-Campos (15°S - 23°S). Esses autores analisaram os eventos entre os anos de 2003 a 2011 através de modelagem numérica e dados de temperatura da superfície do mar em três latitudes: 17°S , 21°S e 23°S . Os mecanismos que induzem a ressurgência foram divididos em dois grupos: vento (transporte de Ekman e bombeamento de Ekman) e corrente (intensificação da CB, aproximação ou separação da costa, presença ou não de vórtices). Quanto ao primeiro grupo, mais de 90% dos eventos ocorreram em condições de transporte e bombeamento de Ekman favoráveis à ressurgência em todas as três seções. O transporte de Ekman influenciou em 100% dos eventos e sua magnitude média foi duas vezes maior do que o bombeamento de Ekman em 21°S . Em 17°S ambos os processos tiveram aproximadamente a mesma intensidade e em 23°S o bombeamento de Ekman foi qualitativamente e quantitativamente mais importante do que transporte de Ekman, como encontrado por Castelão and Barth (2006). Quanto aos mecanismos de ressurgência dirigido pela corrente, a frequência e a intensidade de cada um variaram dependendo da seção. O processo de *encroachment* descrito por Roughan and Middleton (2004) (Figura 2.6) foi predominante durante os eventos em 21°S . Já em 17°S , os eventos são predominantemente influenciados pelos meandros da CB e em 23°S meandros e vórtices são características fundamentais na promoção da ressurgência dirigida pela corrente. Os autores concluíram que as características dinâmicas da CB estudadas parecem ser determinadas por mudanças na topografia de fundo ao longo da costa, como sugerido por Rodrigues and Lorenzetti (2001).

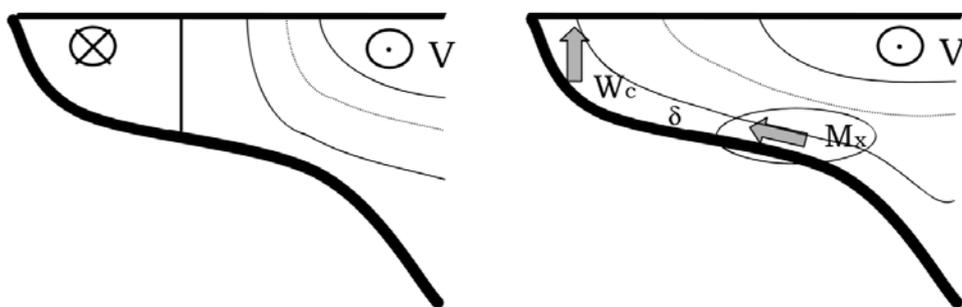


Figura 2.6: Representação esquemática de um jato ao longo da costa antes (esquerda) e depois (direita) do *encroachment* mostrando como a ressurgência dirigida pela corrente ocorre na Camada Limite de Fundo (CLF) quando a corrente se aproxima da costa. As linhas contínuas representam as isótacas da corrente fluindo para sul, a linha grossa representa a linha de velocidade zero e as linhas pontilhadas representam a isótaca de 1 m/s. Na figura da direita, o círculo indica uma região de alto estresse de fundo. A figura também mostra a corrente ao longo da costa (V), o transporte de massa (M_x) na CLF de espessura δ e a elevação resultante (w_c). Fonte: [Roughan and Middleton \(2004\)](#).

Metodologia

3.1 Área de estudo

A margem continental ao largo da Região Abrolhos-Campos (Figura 3.1) se mostra diferenciada do restante do litoral brasileiro por ser marcada pela grande variação da largura da plataforma continental. Entre as latitudes 17,5°S e 19,3°S ela é caracterizada pela presença do Banco de Abrolhos onde a plataforma continental mostra-se bastante extensa com aproximadamente 200 km (Motoki et al., 2012). No ET, unidade fisiográfica da margem continental leste brasileira delimitada entre os extremos ocidentais da CVT e a continuidade sul do Banco dos Abrolhos (Barreto and Millman, 1969), a plataforma continental possui formato de baía e cerca de 40 km de extensão. A plataforma continental aumenta gradativamente em direção ao sul atingindo uma largura média de 80 km no Cabo de São Tomé (Zembruscki, 1979). A profundidade da quebra de plataforma varia de 60 a 100 m ao longo da maior parte da região (Castro and Miranda, 1998).

Por sua vez, o talude varia entre 30 a 80 km de extensão. A transição entre o talude e o sopé continental é caracterizada pela presença do Platô de São Paulo nas Bacias de Campos e Santos. Tipicamente, essa feição está compreendida entre a base do talude continental e profundidades que variam de 3200 m a 3600 m.

Na latitude da cidade de Vitória (20,2°S) a planície abissal é intercalada pela CVT (França, 1979). Esses montes submarinos estão dispostos a dezenas de metros da superfície do mar e os pontos emersos dessa cadeia de vulcões extintos formam o Arquipélago de Martin-Vaz e a Ilha de Trindade que estão cerca de 1200 km de distância da costa do ES.

A complexa batimetria descrita acima se insere como uma barreira física que afeta o fluxo do Sistema de Correntes de Contorno Oeste e a distribuição de massas d'água na porção leste da plataforma continental brasileira (Stramma and England, 1999; Silveira, 2007). Além disso, tem grande influência na dinâmica local e suas implicações biológicas, como mistura vertical, meandramentos e vórtices (Gaeta et al., 1999; Lemos, 2014).

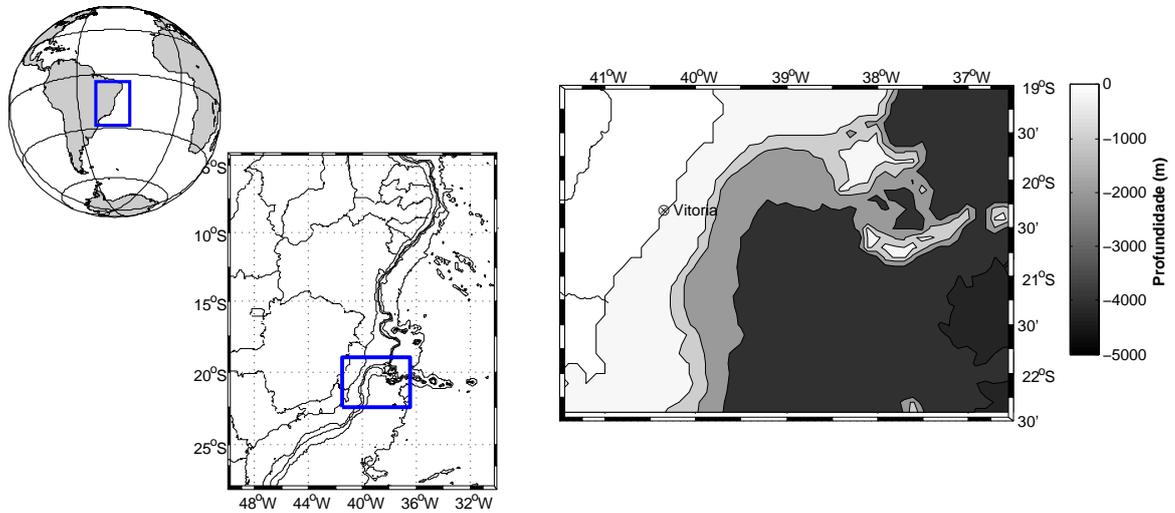


Figura 3.1: Mapa da região de interesse do presente estudo com destaque para as isóbatas de -200, -1000, -2000 e -4000 m de profundidade.

3.2 Cruzeiro Oceanográfico MCTIII

A Operação MCTIII foi desenvolvida a partir da parceria entre o Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação, a Marinha do Brasil e a Universidade Federal do Espírito Santo (UFES) e consistiu na análise conjunta de sub-projetos que envolvem as áreas física, química e biológica da Oceanografia com a finalidade de avaliar a partir de observações *in situ* a dinâmica de meso-escala na margem continental da costa do Espírito Santo, sua influência no fornecimento de nutrientes e nos efeitos na produtividade primária e na comunidade zooplancônica.

Nesse contexto, a coleta de dados foi dividida em duas pernas. A primeira consistiu em um perfil transversal à costa composto por 21 estações oceanográficas abrangendo desde a plataforma continental interna até a região oceânica das Ilhas de Trindade e Martin Vaz. Contudo, a presente dissertação consiste na análise de dados *in situ* dos dados hidrográficos e das medidas diretas de correntes coletados na segunda perna da Operação MCTIII realizada entre os dias 12 a 21 de dezembro de 2011 a bordo do Navio Oceanográfico Antares da Marinha do Brasil. As amostragens foram feitas ao longo de dois transectos orientados perpendicularmente à linha de costa. O transecto 1 se dispôs sobre a latitude de 21,4°S e entre as longitudes de 40,9°O e 37,8°O com 32 estações e o transecto 2 abrangeu as latitudes entre 19,7°S e 21,4°S

e as longitudes entre $39,9^{\circ}\text{O}$ e $37,2^{\circ}\text{O}$ composto por 26 estações perpendiculares à Foz do Rio Doce, culminando um total de 58 estações oceanográficas que abrangem desde a plataforma continental interna até aproximadamente 340 km de distância da costa (Figura 3.2). O espaçamento entre as estações foi de aproximadamente 3 milhas náuticas na plataforma continental e essa distância foi aumentando gradativamente em direção *offshore*. As amostragens atingiram a profundidade máxima da coluna d'água de cada estação.

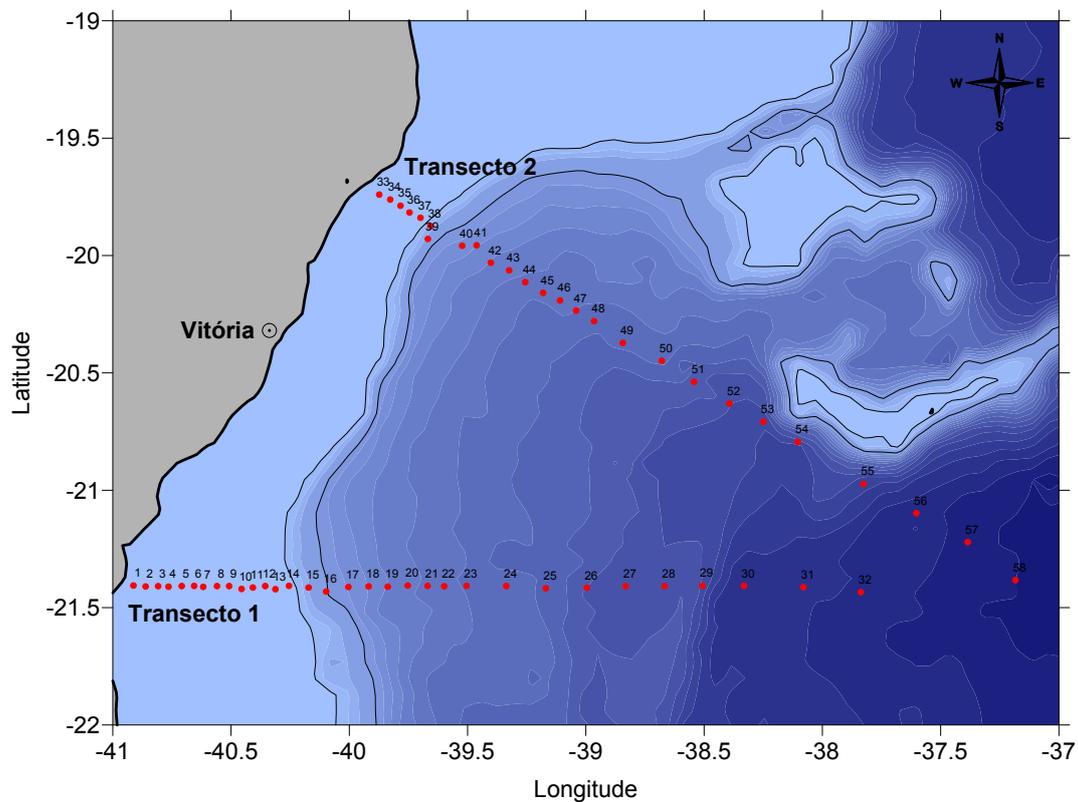


Figura 3.2: Mapa da área de estudo com a disposição das 58 estações oceanográficas divididas em 2 perfis transversais à costa realizadas durante a segunda pernada da Operação MCTIII.

Em cada estação oceanográfica foram obtidos perfis verticais de temperatura, condutividade, oxigênio dissolvido e fluorescência com o auxílio de um CTD do modelo *SBE-9plus*, fabricado por *Sea Bird Electronics (SBE)*, com um fluorímetro *Turner Scufa* e um sensor de oxigênio dissolvido *SBE 43* acoplados. Durante todo o percurso do cruzeiro, foram coletados dados de velocidade de correntes a partir da superfície até aproximadamente 400 m, utilizando um perfilador do tipo ADCP modelo OS75KHz da *RD Instruments*.

3.3 Tratamento dos dados obtidos por CTD

Os dados hidrográficos obtidos por CTD foram tratados com o auxílio do software *SBE Data Processing* fornecido pelo próprio fabricante. Esse procedimento assegurou que os dados não apresentaram valores discrepantes e nem descontinuidades para serem utilizados nas análises. As etapas desse procedimento foram realizadas de acordo com o que foi sugerido no manual que incluiu:

- **Filtragem:** Filtro passa-baixa, eliminou as altas frequências (ruídos) dos dados de temperatura, condutividade e pressão;
- **Alinhamento:** Correção da diferença entre os tempos de resposta dos sensores de condutividade e oxigênio em relação à pressão para garantir que todos os parâmetros se tratam da mesma parcela de água;
- **Binagem:** Médias verticais dos dados a cada 1 dbar de coluna de água de forma que os perfis termohalinos fiquem equi-espaçados verticalmente.

Em seguida, foi realizado o alisamento por janela móvel que consiste na substituição dos valores de temperatura e salinidade por um média ponderada entre eles mesmos e os valores adjacentes. O tamanho da janela utilizado foi dependente da pressão em que o dado se encontrava. Em pressões menores do que 100 dbar foi aplicada uma janela de 5 dbar. O tamanho da janela foi de 21 para pressões entre 100 e 500 dbar e para pressões maiores do que 500 dbar aplicou-se uma janela de 31 dbar. A janela aplicada foi do tipo *hanning* cuja a distribuição de peso é de caráter gaussiano, ou seja, o maior peso é atribuído ao valor central.

Por fim, foram feitos os cálculos de outras propriedades oceanográficas a partir da temperatura, condutividade e pressão com o auxílio do pacote de rotinas *GSW Oceanographic Toolbox* desenvolvido por [McDougall and Barker \(2011\)](#), por exemplo: salinidade absoluta a partir da condutividade, temperatura conservativa a partir da temperatura *in situ*, densidade potencial a partir da temperatura, salinidade e pressão, entre outras.

3.4 Análise das massas de água

A conduta mais simples para a escolha dos índices termohalinos das massas de água é considerar aqueles já existentes na literatura e localizá-los nas curvas T-S. Porém, é sabido que as massas de água após serem formadas em seus locais de origem são transportadas pelas correntes e têm suas propriedades T-S alteradas pelos processos de mistura no interior no oceano.

Então, estes índices podem não ser representativos para a região de estudo, já que foram estipulados para outras regiões (Mamayev, 1975). Contudo, preferiu-se determinar os índices termohalinos especificamente para a região investigada como foi feito por Silva (1995), Godoi (2005) e Thomaz (2012).

Como a área de estudo desse trabalho estende-se desde águas da plataforma continental com poucas dezenas de metros de profundidade até a região oceânica que atinge a pressão máxima de 4000 dbar, foi necessário dividi-la em dois domínios para utilizar a metodologia disponível na literatura. O critério utilizado foi a profundidade máxima da estação amostrada, ou seja, se for menor que 50 dbar ela foi considerada Plataforma Continental, caso contrário, foi considerada Região Oceânica.

Para representação e análise dos processos de mistura correlacionando as propriedades temperatura e salinidade foram plotados quatro diagramas TS espalhado: plataforma continental do transecto 1 (Figura 3.3), plataforma continental do transecto 2 (Figura 3.4), região oceânica do transecto 1 (Figura 3.5) e região oceânica do transecto 2 (Figura 3.6). Na plataforma continental foi identificada a mistura de três tipos de água: AT, AC e ACAS; e na Região Oceânica foram detectadas cinco: AT, ACAS, AIA, APAN e AAF.

A determinação dos índices termohalinos das massas de água presentes na plataforma continental foi mais simples, foram considerados os pontos extremos do diagrama TS dos dados amostrados em cada transecto. As interfaces e os núcleos das massas de água presentes na região oceânica só podem ser determinados para a coluna d'água situada abaixo da camada de mistura onde algumas propriedades podem ser assumidas como conservativas, por exemplo a temperatura e a salinidade. Dessa forma, inferir o índice termohalino da AT e a interface AT-ACAS acaba sendo inviável. A camada de mistura foi eliminada, mas se tem conhecimento que ela é ocupada pela AT na região oeste do Atlântico Sul (Emilson, 1961). Assim, foi assumido como AT a faixa de coluna d'água com valores de temperatura e salinidade maiores do que o limite superior da ACAS e esse índice termohalin foi determinado a partir da análise do perfil vertical médio da frequência de estratificação conhecida como frequência de Brunt-Väisälä. Esse parâmetro acaba por ser utilizado tanto para estipular a estabilidade da coluna d'água quanto o gradiente vertical de densidade.

A teoria analítica das curvas T-S foi descrita em detalhes por Mamayev (1975) e mostra que é possível encontrar a interface representada por 50% de mistura entre duas (ou três) massas de água empilhadas verticalmente. Isto pode ser feito através do traçado de uma reta de mistura (envolvendo duas massas de água) ou de um triângulo de mistura (envolvendo três massas de água). Este método geométrico de aplicação simples advém da aplicação dos Teoremas de Shtokman (1944), baseado nos conceitos da termodinâmica da água do mar. Assim, os índices

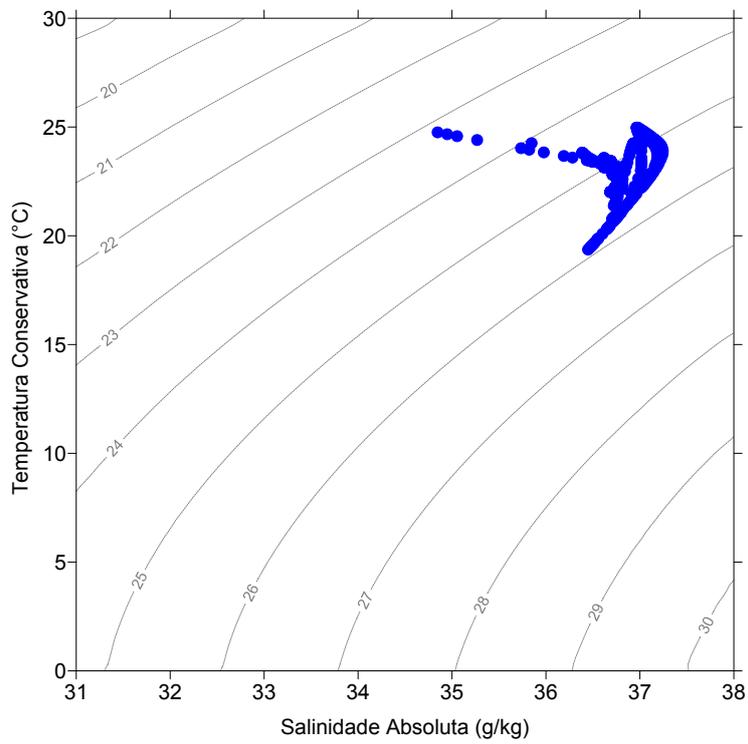


Figura 3.3: Diagrama TS espalhado da plataforma continental para o transecto 1.

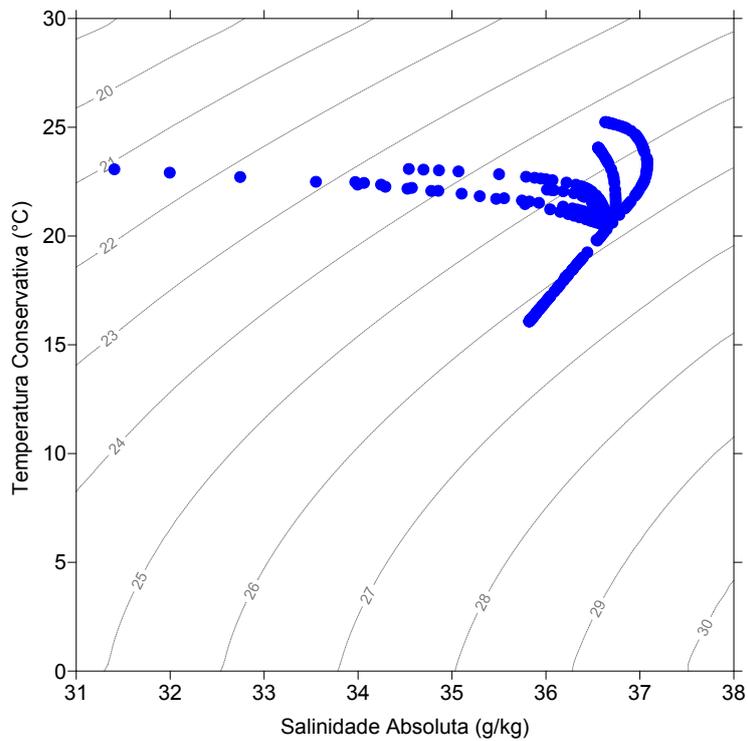


Figura 3.4: Diagrama TS espalhado da plataforma continental para o transecto 2.

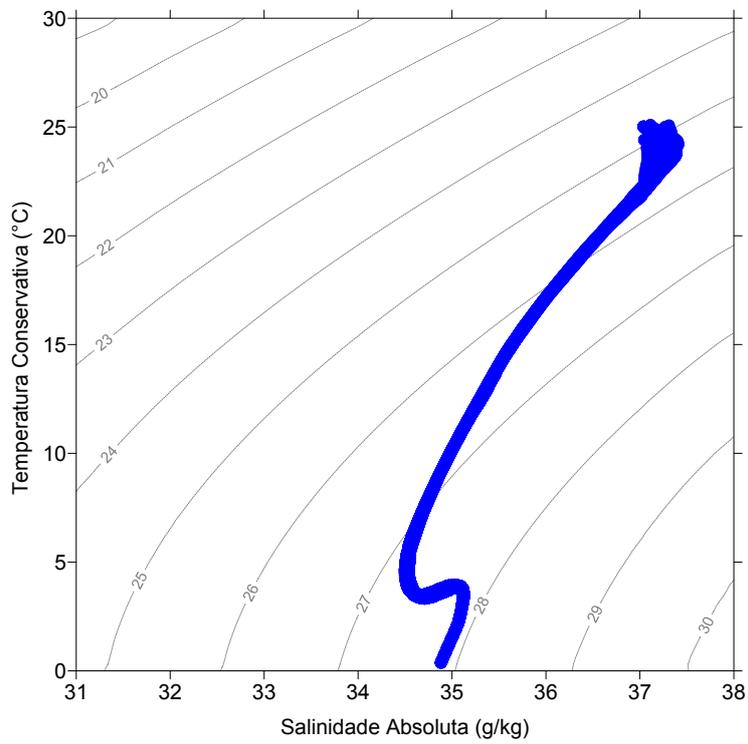


Figura 3.5: Diagrama TS espalhado da região oceânica para o transecto 1.

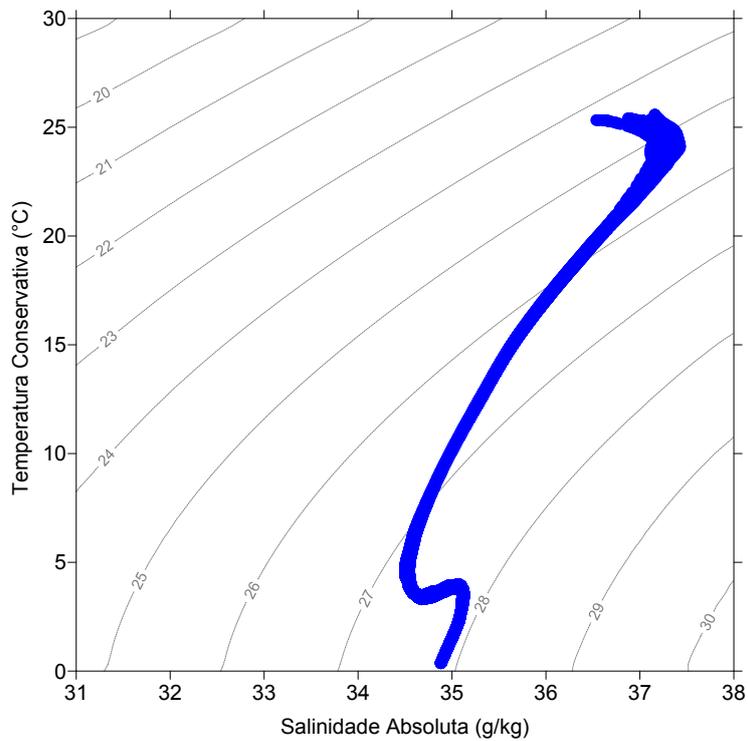


Figura 3.6: Diagrama TS espalhado da região oceânica para o transecto 2.

Tabela 3.1: Tabelas com valores dos índices termohalinos (temperatura conservativa e salinidade absoluta) utilizados para análise de massas de água na plataforma continental e na região oceânica.

Plataforma Continental				
Massa de água	Transecto 1		Transecto 2	
	TC (°C)	SA (g/kg)	TC (°C)	SA (g/kg)
AC	24,74	34,68	22,94	31,26
AT	25,1	37,4	25,9	37,5
ACAS	19,43	36,28	16,12	35,65
Região Oceânica				
Massa de água	TC (°C)		SA (g/kg)	
ACAS	20,43		36,5	
AIA	2,5		33,66	
APAN	4,04		35,06	
AAF	0,37		34,71	

termohalinos da AIA e APAN foram estipulados.

Por fim, a AAF foi considerada como ponto extremo do diagrama TS para a região oceânica. A Tabela 3.1 resume os valores adotados no presente trabalho para análise de massas de água.

A solução analítica para a mistura de 3 massas de água apresentada em Mamayev (1975) foi usada para determinar as porcentagens de mistura e as interfaces entre as massas de água, as equações são:

$$m_1T_1 + m_2T_2 + m_3T_3 = T$$

$$m_1S_1 + m_2S_2 + m_3S_3 = S$$

$$m_1 + m_2 + m_3 = 1$$

onde m_1 , m_2 e m_3 são as proporções das três massas de água consideradas. (T_1, S_1) , (T_2, S_2) e (T_3, S_3) são os índices termohalinos das massas de água. T e S são a temperatura e a salinidade na profundidade analisada, respectivamente.

3.5 Cálculo das velocidades geostróficas

A componente baroclínica da velocidade geostrófica foi estimada baseando-se no MDC desenvolvido por [Sandström and Helland-Hansen \(1903\)](#). Esse método consiste em usar as medidas hidrográficas (temperatura e salinidade) para calcular o campo de densidade através da equação do estado do mar. Porém, somente o campo de velocidade relativa pode ser calculado sendo necessário assumir um Nível de Não Movimento cujas velocidades da corrente são assumidas ser zero nessa profundidade. A formulação matemática do MDC foi detalhadamente descrita por [Stewart \(2008\)](#).

No presente estudo foi assumido 400 dbar como Nível de Não Movimento já que essa pressão corresponde à interface média entre ACAS e AIA no ET de acordo com a análise de massas de água realizada. Como a ACAS é transportada pela CB em direção ao sul e a AIA é transportada para norte pela CCI, acredita-se que nessa interface a velocidade cisalhante seja mínima. Testes de sensibilidade para avaliar a escolha desse critério foram efetuados considerando o Nível de Não Movimento como 500 e 600 dbar. Os resultados mostraram que não houveram diferenças significativas na estrutura da CB, mas o critério de 400 dbar descreveu melhor a CCI e a CCP.

3.6 Tratamento dos dados obtidos por ADCP

As medidas de velocidades diretas obtidas por ADCP foram processadas com o Sistema de Software CODAS (*Common Oceanographic Data Access System*) desenvolvido pelo “Currents Group” da Universidade do Havaí. Esse pré-processamento inclui:

- **Promedição temporal:** Foram utilizados os arquivos de médias curtas (.STA - "Short Time Average") que estão separados em intervalos de 5 minutos;
- **Cálculo da velocidade absoluta das correntes:** Remoção da velocidade do navio e correção dos vetores em relação ao norte verdadeiro usando uma camada de referência do oceano;
- **Remoção de perfis espúrios:** Foram descartados perfis amostrados enquanto o navio estava parado nas estações oceanográficas e com mudanças bruscas e isoladas na direção das correntes;
- **Regradeamento:** Médias verticais dos dados a cada 10 m de profundidade.

A profundidade máxima medida pelo ADCP foi em torno de 400 m, mas por razões de controle de qualidade a máxima profundidade analisada foi reduzida para 255 m. As medidas de ADCP não incluem a superfície do mar, no caso as primeiras medições foram em 35 m.

3.7 Estimativa do Transporte de volume

O transporte de volume da CB foi estimado tanto a partir das velocidades geostróficas quanto a partir das medições diretas de velocidade. Foi considerado como CB todo o fluxo para sul com intensidade acima de 0,01 m/s até a profundidade de 400 m para a componente baroclínica da velocidade geostrófica e 255 m para as medições diretas.

Para o VV, o transporte da borda oeste foi calculado considerando todo o fluxo para norte com intensidade acima de 0,01 m/s até a profundidade de 400 m para componente baroclínica da velocidade geostrófica e 255 m para as medições diretas. Para a borda leste, foi considerado todo o fluxo para sul com intensidade maior do que 0,1 m/s. Tal critério foi adotado pela impossibilidade de se distinguir o escoamento da CB da rotação do vórtice devido à sobreposição dos dois.

Após essas considerações o transporte de volume foi calculado integrando-se o volume de água que atravessa perpendicularmente determinada seção no oceano por unidade de tempo:

$$Q = \int vndA \quad (3.1)$$

Sendo:

A Área [m^2]

v velocidade do fluxo que atravessa a área [m/s]

n vetor normal a essa área

3.8 Cálculo das Energias e Anomalias do vórtice

A fim de caracterizar o vórtice e seu impacto no campo em que ele está inserido, os dados hidrográficos obtidos por CTD foram usados para calcular as energias e anomalias de acordo com as fórmulas que seguem:

- **Energia Cinética Total (KE):**

$$KE = \frac{1}{2} \int_V \rho u_g^2 dV' \quad (3.2)$$

Sendo:

ρ massa específica [kg/m³]

u_g velocidade geostrófica [m/s]

V volume do vórtice [m³]

- **Energia Potencial Total Disponível (APE):**

$$APE = \int_V g' \rho (H - H_r) dV' \quad (3.3)$$

Sendo:

g' gravidade reduzida [m/s²]

H profundidade de uma isopical dentro do vórtice [m]

H_r profundidade de uma isopical na estação de referência [m]

- **Anomalia de Calor Total Disponível (AHA):**

$$AHA = \int_V \rho c_p (T - T_r) dV' \quad (3.4)$$

Sendo:

c_p calor específico [J/kg °C]

T temperatura conservativa dentro do vórtice [°C]

T_r temperatura conservativa na estação de referência [°C]

- **Anomalia de Sal Total Disponível (ASA):**

$$ASA = 0,001 \int_V \rho (S - S_r) dV' \quad (3.5)$$

Sendo:

0,001 o fator que converte salinidade para massa de sal por unidade de massa da água do mar

S salinidade absoluta dentro do vórtice [g/kg]

S_r salinidade absoluta na estação de referência [g/kg]

• **Número de Rossby (Ro):**

$$Ro = \frac{U}{r_0 f_0} \quad (3.6)$$

Sendo:

U velocidade cisalhante [m/s²]

r_0 raio [m]

f_0 frequência de Coriolis [rad/s]

A estrutura vertical de massas de água e correntes na plataforma continental e região *offshore* do Embaiamento de Tubarão

4.1 Análise dos Dados Hidrográficos

Na região oceânica, ambos os transectos mostraram uma distribuição já conhecida das propriedades hidrográficas (Figuras 4.1 e 4.2). A distribuição vertical de temperatura conservativa e a salinidade absoluta em ambos transectos mostraram uma camada superficial homogênea de água mais quente e mais salina, seguida por um forte gradiente de temperatura e salinidade e diminuição gradual com o aumento da pressão. Essa última apresentou o valor mínimo de 34,5 g/kg entre 700 e 1000 dbar, aproximadamente, e voltou a aumentar com o aumento da pressão. No campo de massa, notou-se o aumento da anomalia de massa específica com o aumento da pressão em ambos transectos. Observou-se ainda o mínimo de oxigênio dissolvido entre 1000 e 1500 dbar (valores entre 179 e 185 $\mu\text{mol/kg}$) e o máximo em toda a coluna d'água ocorreu entre 1500 e 3500 dbar com valores de 240 $\mu\text{mol/kg}$. Concluiu-se que as camadas superficiais, intermediárias e profundas na região oceânica não possuíram diferenças marcantes entre os dois transectos e a distribuição dos dados hidrográficos foi consequência da estrutura vertical das massas de água, como será descrito na seção a seguir. Um giro ciclônico foi notado nas seções das propriedades hidrográficas no transecto 2 (Figura 4.2) centrado em 20,45°S e 38,67°O. O Capítulo 5 preocupa-se em descrever as características dessa feição de meso-escala em detalhes.

Por outro lado, a distribuição dos dados hidrográficos na plataforma continental deve ser destacada. As seções de temperatura conservativa de ambos os transectos mostraram claramente a contribuição de águas mais frias sobre plataforma continental. Por exemplo, a isoterma de 23°C que na região oceânica se encontrou em 70 dbar, pôde ser vista aflorando a superfície no transecto 1 (Figura 4.3a) sobre a plataforma média-externa e no transecto 2 (Figura 4.4a) a isoterma de 21°C não aflorou a superfície, mas ocupou o fundo de toda a plataforma. Logo, uma frente térmica foi observada separando a contribuição de água mais fria, proveniente do

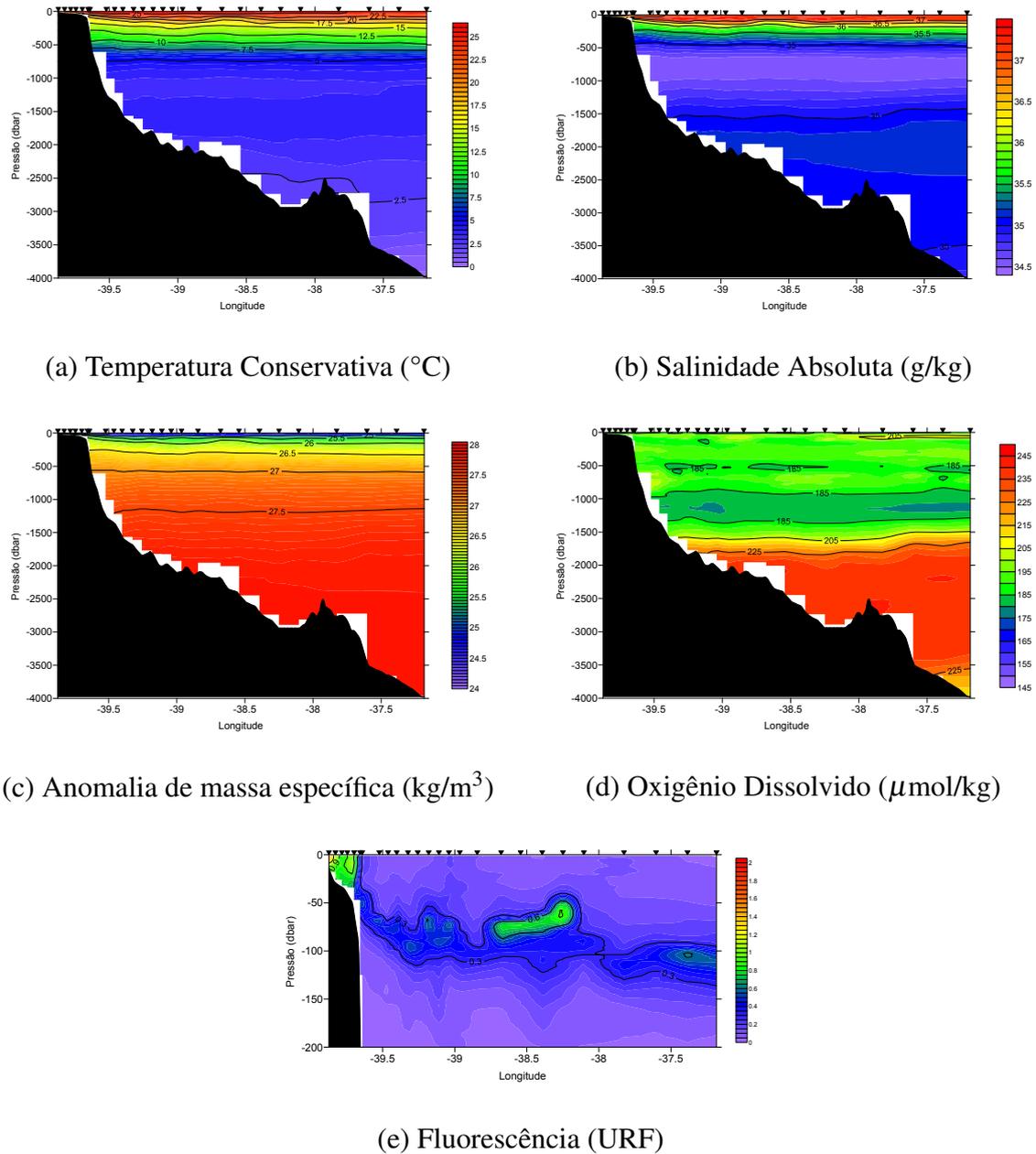


Figura 4.2: Estrutura vertical dos parâmetros que foram obtidos por CTD ao longo do transecto 2. (a) Temperatura Conservativa ($^{\circ}\text{C}$). (b) Salinidade Absoluta (g/kg). (c) Anomalia de massa específica (kg/m^3). (d) Oxigênio Dissolvido ($\mu\text{mol/kg}$). (e) Fluorescência (URF).

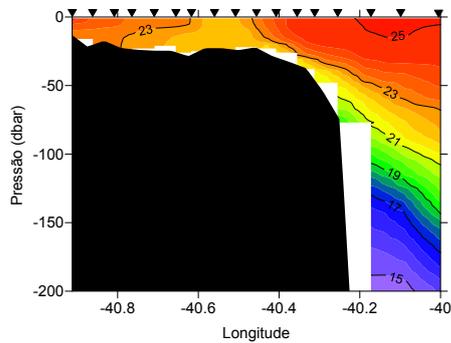
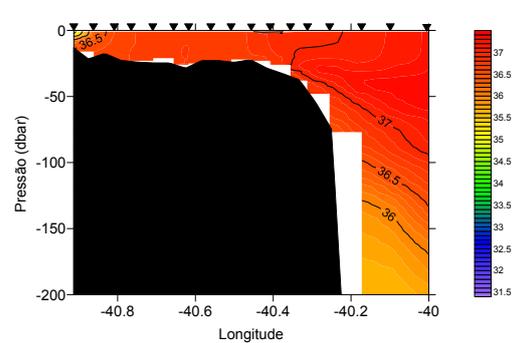
processo de ressurgência, da água de máxima temperatura conservativa próxima a quebra de plataforma continental. Como consequência, o que se observou foram as isopícnais inclinándose em direção à superfície junto ao talude. Geostroficamente, essa inclinação refletiu a presença do jato da CB para sul-sudoeste (água mais densa à direita da corrente que transporta água menos densa) e quanto maior for a inclinação dessas isopícnais, maior será a intensidade da componente baroclínica da velocidade da CB.

O processo de ressurgência apresentou características distintas entre os transectos, apesar da proximidade espacial ser relativamente pequena entre eles. As diferenças pareceram ser condicionadas tanto pela morfologia da plataforma continental (largura, profundidade e declividade) (Rodrigues and Lorenzetti, 2001) como pela forma como a CB interagiu com esta morfologia (Aguiar et al., 2014). Rodrigues and Lorenzetti (2001) destacaram que na região entre Vitória (20°S) e Cabo de São Tomé (22°S) a topografia de fundo exerceu um importante papel nessa ascensão de água, sendo o principal mecanismo controlador da intensidade e localização da célula de ressurgência. Resultados de simulação numérica obtidos por Da Silva e outros¹ sugeriram que a posição da ressurgência na plataforma foi determinada pela mistura vertical causada pelo cisalhamento horizontal da CB com a plataforma.

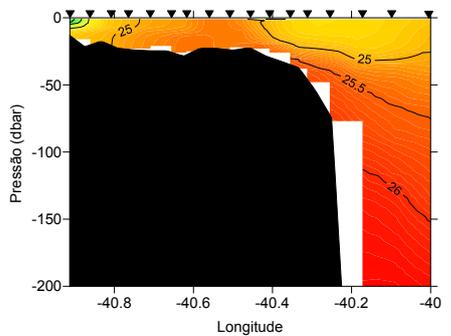
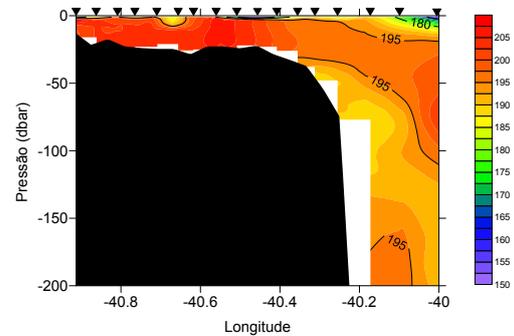
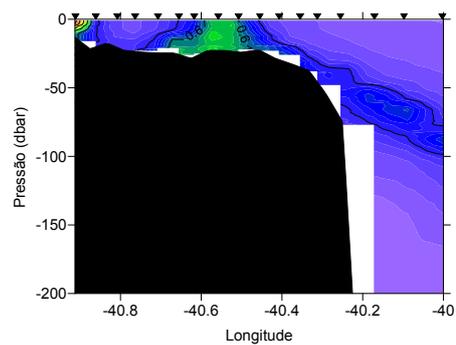
No transecto 1 a plataforma é mais extensa, mais rasa, possui gradiente batimétrico suave e sua quebra é mais abrupta. Como consequência, a estrutura térmica inclinada típica do fluxo baroclínico da CB esteve presente sobre o talude continental, enquanto que sobre a plataforma o campo térmico homogêneo foi perturbado pela presença de uma água mais fria que aflora à superfície na sua porção média-externa (Figura 4.3a). Da Silva e outros sugeriram que nessa região (~21,5°S) as características morfológicas da plataforma favoreceram um ajuste baroclínico do fluxo da CB, o qual gerou um gradiente horizontal e vertical de velocidade paralelo à costa que induziu uma intensa mistura vertical criando uma coluna verticalmente homogênea como observada nesse transecto.

Já no segundo transecto a plataforma é menos extensa, seu gradiente batimétrico é maior de modo que a sua quebra é mais suave o que favorece uma aproximação do fluxo da CB em direção à costa. As isotermas nesse transecto estiveram inclinadas paralelamente ao contorno batimétrico com a presença de uma água mais fria ao longo de toda a extensão amostrada da plataforma continental (Figura 4.4a). De acordo com Da Silva e outros, as características morfológicas da plataforma continental ao norte de 20°S favoreceram a ocorrência de um processo típico de *encroachment* descrito por Roughan and Middleton (2004) (Figura 2.6). Aguiar et al. (2014) identificaram esse processo acontecendo em 21°S. Esses autores descreveram que uma aproximação do eixo da corrente à costa contribuiu com essa pré-disposição das isotermas e

¹Publicação em preparação pela Pós-doutoranda do Laboratório Poseidon Meyre Pereira da Silva

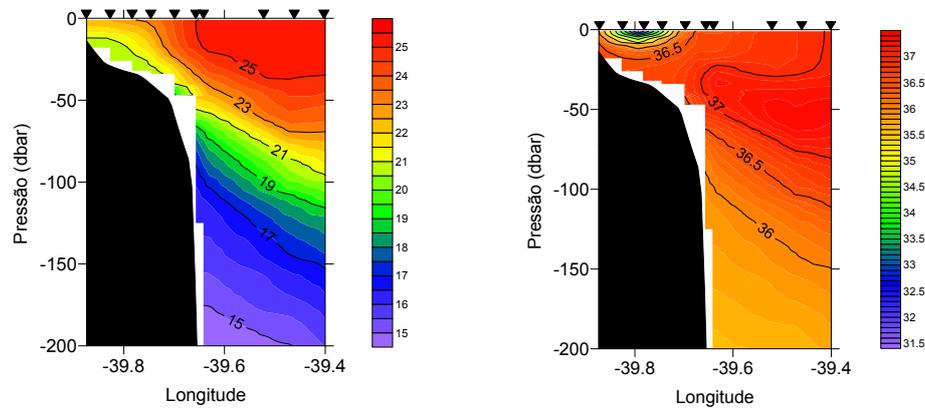
(a) Temperatura Conservativa ($^{\circ}\text{C}$)

(b) Salinidade Absoluta (g/kg)

(c) Anomalia de massa específica (kg/m^3)(d) Oxigênio Dissolvido ($\mu\text{mol}/\text{kg}$)

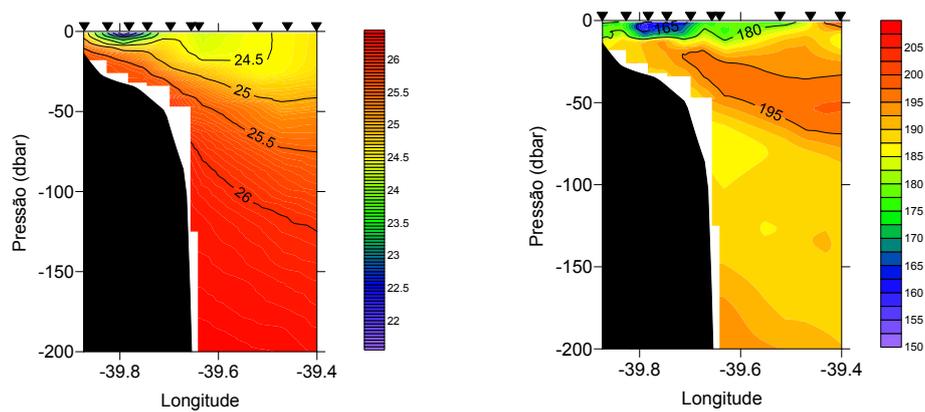
(e) Fluorescência (URF)

Figura 4.3: Estrutura vertical dos parâmetros que foram obtidos por CTD na plataforma continental ao longo do transecto 1. (a) Temperatura Conservativa ($^{\circ}\text{C}$). (b) Salinidade Absoluta (g/kg). (c) Anomalia de massa específica (kg/m^3). (d) Oxigênio Dissolvido ($\mu\text{mol}/\text{kg}$). (e) Fluorescência (URF).

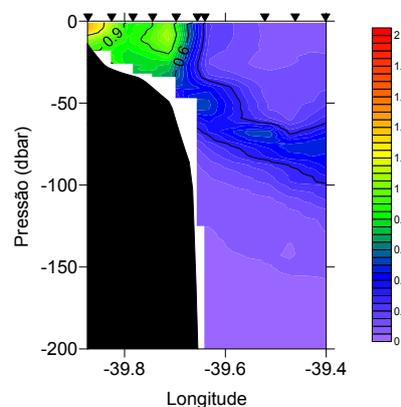


(a) Temperatura Conservativa (°C)

(b) Salinidade Absoluta (g/kg)

(c) Anomalia de massa específica (kg/m³)

(d) Oxigênio Dissolvido (μmol/kg)



(e) Fluorescência (URF)

Figura 4.4: Estrutura vertical dos parâmetros que foram obtidos por CTD na plataforma continental ao longo do transecto 2. (a) Temperatura Conservativa (°C). (b) Salinidade Absoluta (g/kg). (c) Anomalia de massa específica (kg/m³). (d) Oxigênio Dissolvido (μmol/kg). (e) Fluorescência (URF).

o fluxo da CB (forte jato ao longo da quebra de plataforma) foi suficientemente intenso para ocorrer um incremento no transporte de Ekman de fundo ao longo da camada limite de fundo, o qual no Hemisfério Sul é direcionado à costa.

Assim, os resultados apresentados aqui tenderam a confirmar que o processo de ressurgência na costa do Espírito Santo não é função somente dos ventos locais (como é sabido que durante o verão os ventos de nordeste paralelos à costa resultam em divergência costeira devido ao transporte de Ekman), mas também é dependente da posição e intensidade do fluxo da CB e como esta interage com a quebra da plataforma continental, como foi afirmado por [Aguilar et al. \(2014\)](#) e está sendo estudado por Da Silva e outros (comunicação pessoal).

Nas seções de salinidade absoluta notou-se a presença de água menos salina proveniente do aporte continental. No transecto 1, um núcleo de água menos salina ocorreu bem junto a costa com valor mínimo de 34,85 g/kg (Figura 4.3b). A fraca influência de águas de baixa salinidade nesse transecto pode estar relacionada ao fato de que a estação oceanográfica mais próxima da costa estava localizada a uma distância de cerca de 25,5 km (distância calculada por um ângulo de 204° a partir da vertical) ao sul da desembocadura do Rio Paraíba do Sul, principal aporte continental nessa região.

No transecto 2 observou-se um bolsão de água menos salina sobre a plataforma continental com valores mínimos de 31,4 g/kg. A presença dessa água menos salina foi resultado da influência da pluma do Rio Doce, uma das feições oceanográficas mais proeminentes na plataforma continental do Espírito Santo ([Campos, 2011](#)). Sua influência pôde ser notada na seção de salinidade absoluta pelo filamento de 10 km de extensão que esteve a 15 km (distância calculada por um ângulo de -12° a partir da vertical) de sua desembocadura (Figura 4.2b). [Campos \(2011\)](#) destacou que devido à alta vazão do Rio Doce e aos ventos norte-nordeste típicos nesse período, houve condições para que a pluma tenha sido advectada superficialmente para sul por dezenas de quilômetros na forma de um filamento alongado.

Logo, o campo de anomalia de massa específica respondeu tanto ao processo de ressurgência quanto ao aporte continental como mostraram as Figuras 4.3c e 4.4c. Em ambos os transectos, os menores valores (23,2 kg/m³ no transecto 1 e 21,6 kg/m³ no segundo transecto) observados em superfície corresponderam ao aporte continental. Os maiores valores (25,4 kg/m³ no transecto 1 e 25,6 kg/m³ no transecto 2) estiveram relacionados com o processo de ressurgência, notou-se que no transecto 1 a isopical de 25,5 kg/m³ apareceu na pressão de 80 dbar na região oceânica e se encontrou a 30 dbar na quebra de plataforma enquanto que no transecto 2 a mesma isopical se localizou em 90 dbar na região oceânica e em 15 dbar na plataforma interna.

Os picos de fluorescência na plataforma continental também refletiram a influência dos dois

processos supracitados. Os maiores valores (acima de 0,6 Unidade Relativa de Fluorescência - URF) estiveram estritamente ligados a eles, atingindo o máximo de 1,9 URF no transecto 1 e 1,4 URF no transecto 2, ambos bem próximos à costa. No transecto 1 foi nítida a correlação entre os picos de fluorescência e a ascensão da água mais fria na plataforma média-externa e o *input* de água menos salina na plataforma continental interna (Figura 4.3e). Já no transecto 2 (Figura 4.4e) toda a coluna d'água sobre a plataforma continental apresentou altos valores de fluorescência, não ficando evidente onde se localizou a influência de cada um, já que ambos contribuem positivamente para o aumento da biomassa fitoplanctônica. Os aportes continentais fertilizaram e promoveram a produtividade primária do oceano através do *input* de água doce, sedimentos, matéria orgânica e substâncias dissolvidas que condicionaram as propriedades físicas, químicas e biológicas da região costeira e oceânica adjacente (Campos, 2011). A subida de águas frias provenientes da pycnoclina na plataforma continental deixaram nutrientes disponíveis para a produção primária na zona eufótica. Fernandes (2013) registrou níveis médios muito altos de concentração de clorofila-*a* na plataforma interna próximo às desembocaduras desses rios. Esse autor relatou também a maior intensidade nos meses de dezembro em um transecto perpendicular à costa em frente à Vitória e sugeriu que a atuação de forçantes externas à plataforma continental foi a possível causa do enriquecimento nutritivo dessa área.

Por sua vez, a distribuição de oxigênio dissolvido também é afetada pelos processos físicos e biológicos. Na plataforma continental ao longo do transecto 1 (Figura 4.3d) esses valores estiveram em torno de 200 $\mu\text{mol/kg}$ e diminuíram em direção à quebra de plataforma até 190 $\mu\text{mol/kg}$. Observou-se um pico de 205 $\mu\text{mol/kg}$ no ponto que ocorreu a ressurgência. Já no transecto 2 (Figura 4.4d) os valores mínimos de oxigênio dissolvido (177 $\mu\text{mol/kg}$) ocuparam toda a superfície, chegando a 160 $\mu\text{mol/kg}$ no ponto de mínima salinidade. Os valores aumentaram nas águas que estão no fundo da plataforma e no talude, chegando a 190 $\mu\text{mol/kg}$.

4.2 Estrutura vertical das Massas de água

Na região de estudo foram identificadas seis massas de água: AC, AT e ACAS na plataforma continental; AT, ACAS, AIA, APAN e AAF na região oceânica.

A AC foi quantificada na plataforma continental e a sua presença nos transectos 1 e 2 esteve associada basicamente aos mínimos de salinidades. A plataforma interna da costa leste brasileira é ocupada principalmente por essa massa d'água que resulta da diluição de água oceânica pela descarga de água doce continental, apresentando-se quente ($T > 20^{\circ}\text{C}$) e de baixa

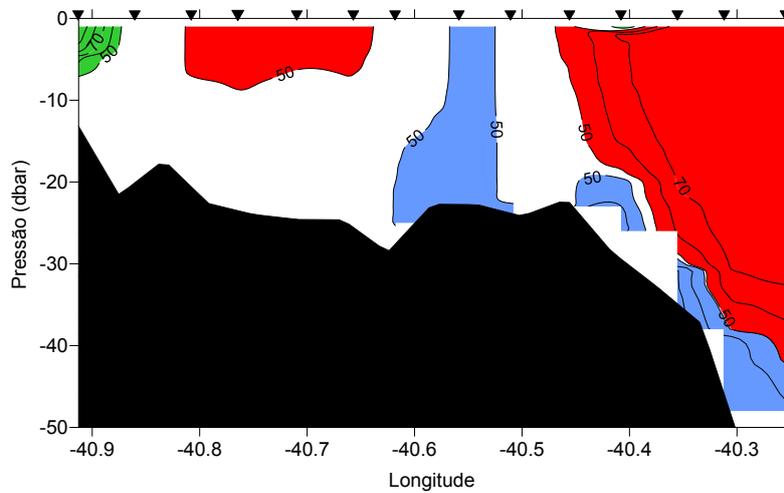


Figura 4.5: Distribuição vertical de massas de água na plataforma continental do transecto 1. AC - Água Costeira (verde); AT - Água Tropical (vermelho); ACAS - Água Central do Atlântico Sul (azul). Os espaços em branco significam que não houve predominância (valor maior que 50%) de nenhuma massa de água e as linhas representam valores com mesmo percentual da massa de água.

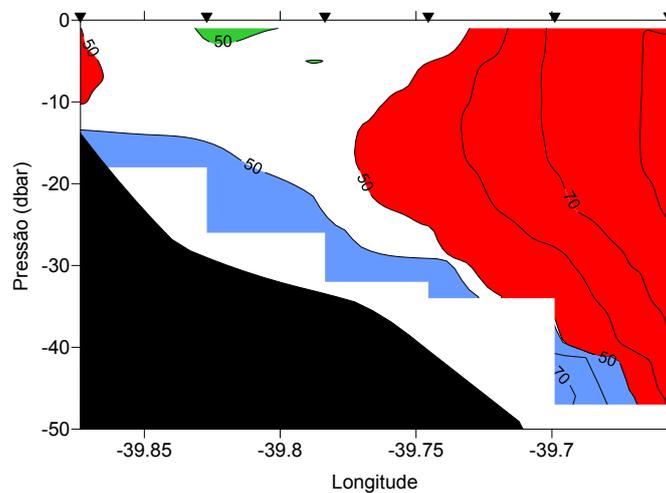


Figura 4.6: Distribuição vertical de massas de água na plataforma continental do transecto 2. AC - Água Costeira (verde); AT - Água Tropical (vermelho); ACAS - Água Central do Atlântico Sul (azul). Os espaços em branco significam que não houve predominância (valor maior que 50%) de nenhuma massa de água e as linhas representam valores com mesmo percentual de contribuição da massa de água.

salinidade ($S < 35$) (Pereira, 2005).

Houve uma tendência da AT se espalhar tanto sobre a plataforma continental como na porção da quebra de plataforma e ocupar a maior parte da área amostrada em ambos os transectos. No entanto, foi na região oceânica que essa massa de água ocupou desde a superfície até profundidades médias de 128 dbar no transecto 1 e 107 dbar no transecto 2. Já sobre a plataforma, a distribuição da AT foi interrompida tanto pela presença da AC quanto pela ACAS. A AT é caracterizada por ser mais quente e salina do que as demais, pois tem sua origem em regiões oceânicas de baixas latitudes que apresentam intensa incidência de radiação e maiores taxa de evaporação do que de precipitação. Essa massa d'água é transportada para sul pela CB fluindo próximo à quebra de plataforma, na camada de mistura e em constante troca com a atmosfera (Emilson, 1961). A AT apresentou características oligotróficas coerentes com valores muito baixos de fluorescência encontrados em ambos os transectos.

Em ambos os transectos se observou uma forte intrusão da ACAS sobre a plataforma continental confirmando que houve uma interação entre a plataforma continental e sua região oceânica adjacente através do processo de ressurgência. A ACAS é a massa de água associada ao processo de ressurgência ao largo da costa sudeste/sul brasileira. Essa massa de água é formada na Zona de Convergência Subtropical e ocupa verticalmente a região da picnoclina ao longo do Giro Subtropical do Atlântico Sul (Sverdrup et al., 1942). Na região oceânica essa água se estendeu de 128 dbar a 396 dbar no transecto 1 e de 107 dbar a 382 dbar no transecto 2 com espessura aproximada de 268 dbar e 275 dbar, respectivamente.

A massa de água que ascendeu não correspondeu a uma massa de água 100% pura (ou seja, com índice termohalino mostrado na Tabela 3.1), mas a mistura resultante possuiu, pelo menos, mais de 50% de contribuição da ACAS. A AC apresentou maior interação com a ACAS no transecto 2 do que no transecto 1, como mostraram as Figuras 4.5 e 4.6 e os Diagramas TS nas Figuras 3.3 e 3.4. No segundo transecto, a ACAS ocupou uma área bem próxima ao fundo da plataforma, não aflorou à superfície, mas se misturou com a AC acima dela. Já no transecto 1, essa massa de água aflorou à superfície na região da plataforma média-externa e não entrou em contato com o aporte continental.

O presente estudo corroborou o que foi afirmado por Castro and Miranda (1998): a água observada na plataforma continental foi resultado da mistura entre AT, ACAS e a AC. Na plataforma externa, a mistura vertical entre a AT e a ACAS foi dominante, enquanto que a plataforma interna foi preenchida em sua maior parte pela AC na superfície. A ACAS foi dominante na camada de fundo ao longo da costa sul/sudeste especialmente durante o verão quando uma forte termoclina sazonal se desenvolveu e ocorreu um evento de ressurgência costeira.

A AIA foi identificada pelo mínimo relativo de salinidade no diagrama TS (Figuras 3.5

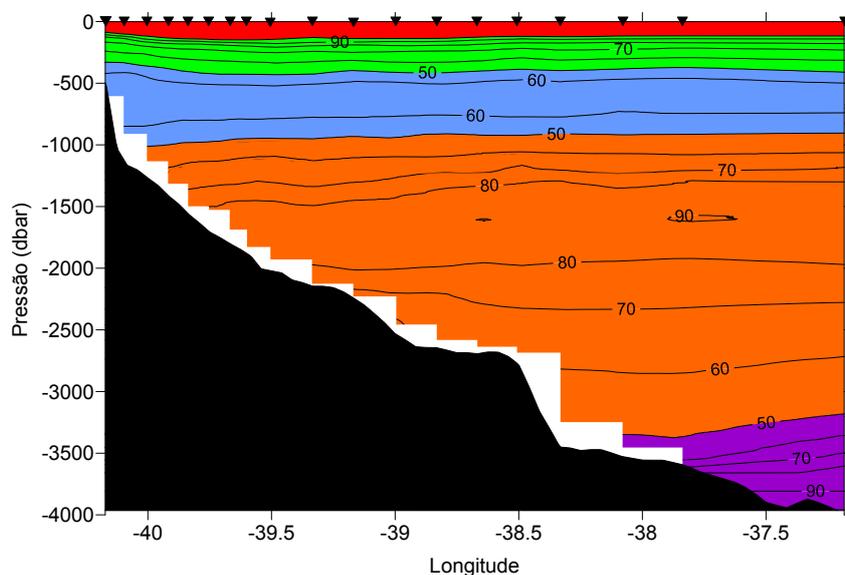


Figura 4.7: Distribuição vertical de massas de água na região oceânica do transecto 1. AT - Água Tropical (vermelho); ACAS - Água Central do Atlântico Sul (verde); AIA - Água Intermediária Antártica (azul); APAN - Água Profunda do Atlântico Norte (laranja); AAF - Água Antártica de Fundo (roxo). As linhas representam valores com mesmo percentual da massa de água.

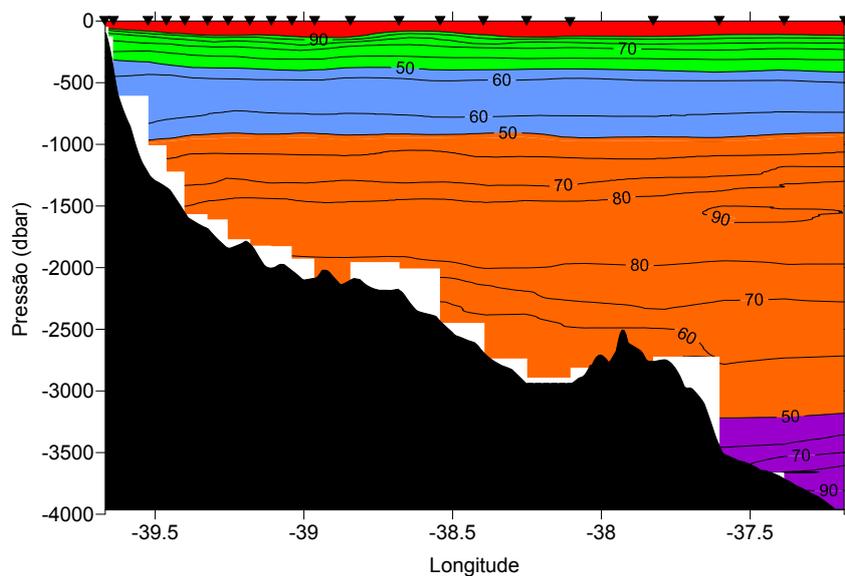


Figura 4.8: Distribuição vertical de massas de água na região oceânica do transecto 2. AT - Água Tropical (vermelho); ACAS - Água Central do Atlântico Sul (verde); AIA - Água Intermediária Antártica (azul); APAN - Água Profunda do Atlântico Norte (laranja); AAF - Água Antártica de Fundo (roxo). As linhas representam valores com mesmo percentual da massa de água.

e 3.6). Já nos perfis de distribuição vertical de massas de água (Figuras 4.7 e 4.8) a AIA se distribuiu ao longo de uma faixa de 548 dbar no primeiro transecto (entre 396 dbar e 944 dbar) e de 542 dbar no segundo (entre 382 dbar e 924 dbar). Embora tenha sido classificada como AIA, sua participação na composição da massa de água presente nessa porção da coluna de água foi de no máximo 60%, indicando que a partir da sua origem na Convergência Antártica, ela foi perdendo suas características originais pela mistura com a ACAS sobrejacente e APAN subjacente, chegando na região de estudo com suas características físicas modificadas.

A faixa que foi ocupada pela APAN começou em cerca de 944 dbar de pressão média no transecto 1 e 924 dbar no transecto 2 e atingiu 3299 dbar e 3204 dbar, ocupando 2355 dbar e 2280 dbar de espessura, respectivamente (Figuras 4.7 e 4.8).

As concentrações de oxigênio dissolvido que foram encontradas ao longo da coluna d'água caracterizaram o padrão de distribuição vertical de massas de água nas camadas intermediárias e profundas. As massas de água profundas formadas em superfície nas altas latitudes são ricas em oxigênio, já que os gases são mais solúveis em águas frias. Essas massas de água afundam por serem mais densas e se movem para longe de suas regiões de origem levando altas concentrações de oxigênio dissolvido (Silva, 1995), como foi visto na faixa de 1600 a 3500 dbar que foi ocupada pela APAN. O mínimo relativo de oxigênio dissolvido que ocupou de 1000 a 1500 dbar pode estar associado à presença da Água Circumpolar Superior (ACS). Poucos trabalhos consideram a existência dessa massa de água, uma vez que são necessárias propriedades não-conservativas como oxigênio dissolvido e nutrientes para separar a AIA da ACS, não é possível separá-las somente por propriedades conservativas, pois possuem temperatura e salinidade muito próximas. Zemba (1991) utilizou o oxigênio dissolvido para distingui-las em um perfil vertical e apontou o núcleo da ACS em torno de 1200 m de profundidade, enquanto Silveira (2007) sugeriu que a interface ACS-APAN esteja localizada a 1300 m de profundidade.

Subjacente à APAN, a AAF se estendeu até a máxima profundidade amostrada (4000 dbar), não foi possível calcular a sua espessura. Ressalta-se aqui a pouca informação existente a respeito da AAF, já que a maioria dos trabalhos realizados na Bacia de Campos não se estenderam à profundidades maiores que os três primeiros quilômetros da coluna d'água. As interfaces e espessuras das massas de água na região oceânica encontradas no presente estudo estão sintetizadas na Tabela 4.1.

Ao comparar os dois transectos não foram notadas grandes diferenças entre as pressões das interfaces e as espessuras devido à proximidade espacial dos transectos amostrados. Porém, foi possível observar que o Sistema CB (composto na área de estudo pela AT e ACAS) e a APAN (massa de água associada com a CCP) conforme fluíram para o sul tornaram-se levemente mais espessas verticalmente e mais profundas. Já a AIA (associada à CCI) tendeu a ficar mais rasa

Tabela 4.1: Pressão das interfaces entre as massas de água e espessuras na região oceânica nos transectos 1 e 2.

Interfaces (dbar)	AT-ACAS	ACAS-AIA	AIA-APAN	APAN-AAF
Transecto 1	128	396	944	3299
Transecto 2	107	382	924	3204
Espessuras (dbar)	AT	ACAS	AIA	APAN
Transecto 1	128	268	548	2355
Transecto 2	107	275	542	2280

de acordo que seu fluxo seguiu para o norte. Esse resultado refletiu o processo de mistura que as massas de água sofrem ao longo do seu transporte pelas correntes.

4.3 Velocidades e transportes de volume da CB

O campo da componente baroclínica da velocidade geostrófica obtido pelo MDC no transecto 1 (em 21,4°S) mostrou a CB fluindo para o sul próximo ao talude continental confinada entre a superfície e 400 dbar (pressão assumida como Nível de Não Movimento), com velocidade máxima de 0,56 m/s e transporte de 4,83 Sv (Figura 4.9). Esse resultado se assemelhou ao que foi descrito por [Evans et al. \(1983\)](#) na mesma latitude: a CB transportando 4,4 Sv para o sul com velocidade máxima de 0,61 m/s, foi usado 500 dbar como nível de referência. No entanto, outros trabalhos mostraram maiores valores de transporte para a CB entre 21°S e 23°S. [Passos \(2011\)](#) em $\approx 21,5^\circ$ descreveu o comportamento baroclínico da CB com 8 Sv de transporte da superfície até 500 m de profundidade por resultado de modelagem numérica. Entre 22° e 23°S, [Evans et al. \(1983\)](#) relataram a CB com extensão vertical entre 400-500 m e velocidade máxima em torno de 0,70 m/s transportando cerca de 6 Sv.

Abaixo da CB, a CCI fluiu em direção ao norte junto ao talude continental, confinada entre 400 e 1500 dbar com velocidade máxima de 0,17 m/s em 800 dbar e cerca de 45 km de largura. E a CCP fluiu em direção ao sul dividida em 3 núcleos de velocidades máximas de 0,26 m/s, 0,28 m/s e 0,19 m/s nas profundidades entre 1000 e 2500 m.

A estimativa de transporte de volume da CB a partir de medições diretas, por sua vez, mostrou um fluxo transportando 7,8 Sv com velocidade máxima de 0,6 m/s (Figura 4.14). Esse resultado foi de acordo com o valor de transporte médio de $5,5 \pm 2,6$ obtido por [Lima \(1997\)](#) a partir de correntômetro em 22°S e de $6,6 \pm 3,7$ Sv na latitude de 23°S observado por [Pimentel](#)

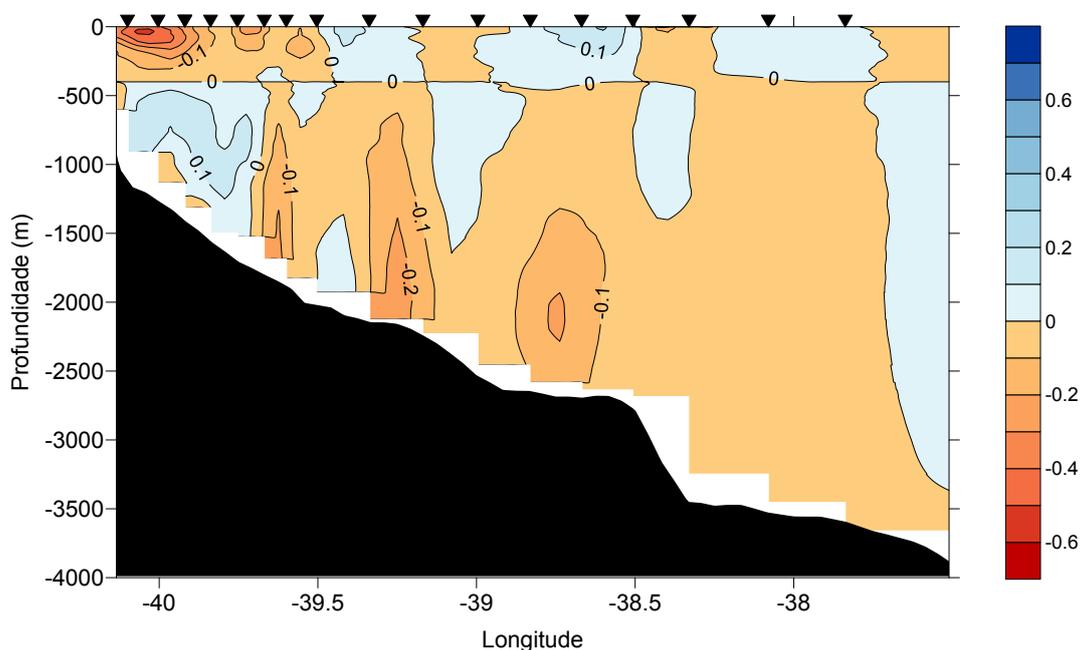


Figura 4.9: Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade geostrófica (m/s) obtida pelo MDC no transecto 1 com nível de referência em 400 dbar. Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

(2012) por resultados de simulação numérica.

A presença de uma feição anticiclônica associada à CB em seu lado leste foi identificada tanto na seção da componente baroclínica da velocidade geostrófica quanto nos dados de ADCP. A velocidade máxima para norte em ambos os métodos foi de 0,18 m/s, se estendendo até 400 m no MDC e até 150 m nas medições diretas. A observação do campo superficial de velocidade obtida por ADCP (Figura 4.17) sugeriu que o transecto 1 tenha passado no limite sul da feição. Passos (2011) identificou uma feição anticiclônica centrada em 21,3°S e 38,7°O com velocidade para norte de 0,12 m/s transportando cerca de 1,9 Sv no verão de 2005. Signorini (1978) e Arruda et al. (2013) também relataram presença de feições anticiclônicas nessas proximidades.

Na seção da componente baroclínica da velocidade geostrófica correspondente ao transecto 2 (Figura 4.11), a CB fluiu para o sul na forma de três núcleos distintos. Observou-se um núcleo com velocidade máxima de 0,47 m/s mais próximo à costa e outros dois de 0,25 m/s e 0,22 m/s, transportando um total de 6,31 Sv nos primeiros 400 m de profundidade. É sabido que ao passar pela complexa batimetria da região, a CB apresenta seu fluxo dividido entre os

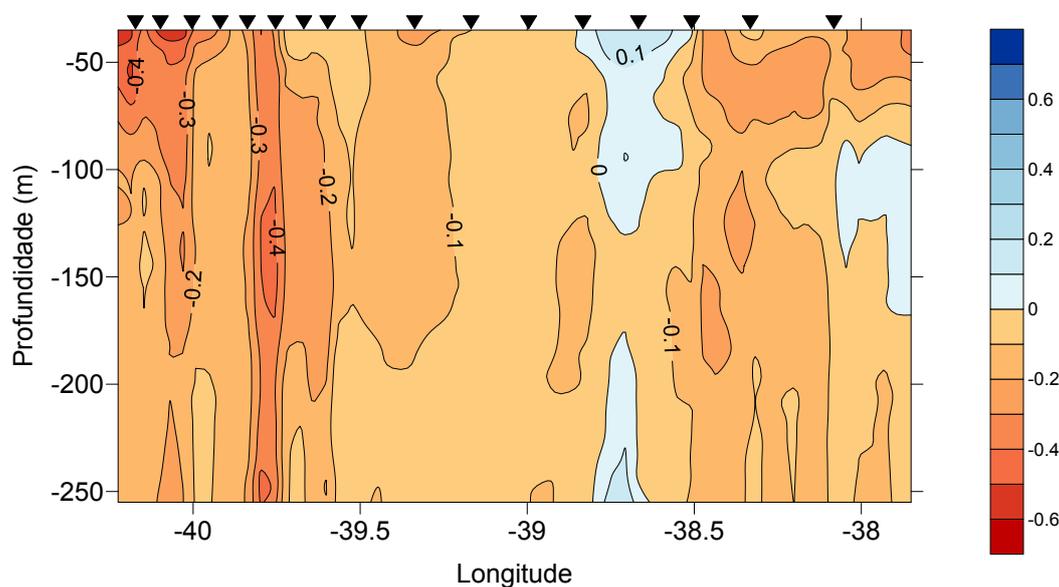


Figura 4.10: Distribuição vertical de velocidade meridional (m/s) obtida pelo ADCP no transecto 1. Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

montes da CVT que voltam a se reorganizar no ET (Evans et al., 1983; Evans and Signorini, 1985; Passos, 2011; Pimentel, 2012). No entanto, não foi possível afirmar que os três núcleos identificados corresponderiam a uma trifurcação da CB, sendo mais provável que o padrão que foi visualizado seja uma resposta à presença de um vórtice ciclônico observado na região.

Na camada intermediária da coluna d'água, a CCI fluiu para o norte e dividiu-se em três ramos no transecto 2: o primeiro bem próximo ao talude continental ocupou de 400 a 1000 dbar com velocidade máxima de 0,12 m/s, o segundo se estendeu até 2000 dbar com velocidade máxima de 0,19 m/s e o terceiro com 0,15 m/s. O segundo núcleo pareceu estar associado com uma recirculação dessa corrente no ET com velocidade máxima de 0,2 m/s que pode ter sido uma resposta do fluxo da CCI à barreira física imposta pelo BSB ao passar por entre os montes da CVT. Quanto à CCP, ela apareceu deslocada para leste passando pela CVT no canal mais *offshore* com velocidade máxima de 0,19 m/s em seu fluxo para o sul mostrado no transecto 2.

Os valores encontrados para o transporte da CB foram comparáveis aos reportados por Schmid et al. (1995) e Passos (2011) em $\sim 20,5^{\circ}\text{S}$. O primeiro autor estimou o transporte para sul de 7,4 Sv e velocidade máxima de 0,5 m/s, enquanto que o segundo encontrou um fluxo para sul com velocidade máxima de 0,44 m/s e transporte de 5,5 Sv. Ambos estudos sugeriram

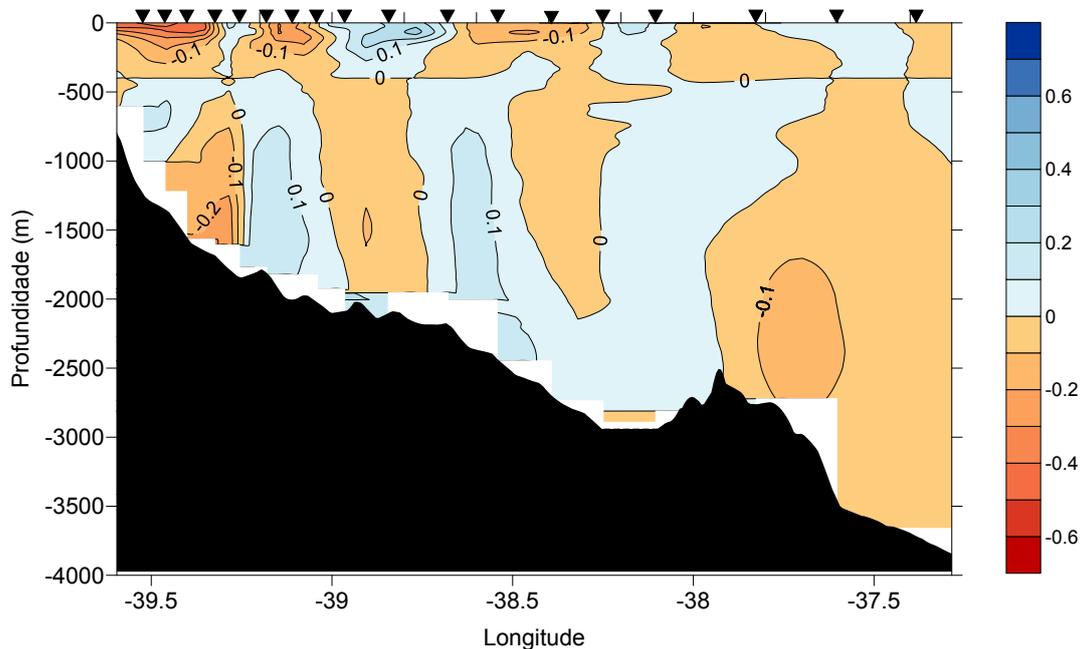


Figura 4.11: Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade geostrófica (m/s) obtida pelo MDC no transecto 2 com nível de referência em 400 dbar. Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

que o jato principal da CB passou por entre o BSB e o CGB, o que somente pode ser observado a partir das medições diretas de correntes por ADCP (Figura 4.18). Esses resultados mostraram o transporte da CB atingindo 12,26 Sv com velocidade máxima de 0,71 m/s associada ao ramo que passa pelo canal entre o BSB e o VTR e 0,62 m/s no ramo mais próximo à costa. Inicialmente, o valor de transporte pareceu estar superestimado, mas deve-se considerar que os estudos realizados nessa região analisaram somente a componente baroclínica da velocidade geostrófica em transectos menores. Já essa estimativa considerou a velocidade total ao longo de um transecto que alcançou regiões mais *offshore* (cerca de 350 km).

Uma feição ciclônica foi encontrada associada à CB tanto nas seções da componente baroclínica da velocidade geostrófica obtida pelo MDC quanto nas velocidades meridionais obtidas por ADCP. As características de um vórtice ciclônico nesta área e sua relação com a CB já foram descritas por Schmid et al. (1995), Gaeta et al. (1999), Passos (2011) e Pimentel (2012). As evidências dessa estrutura se encontram descritas no Capítulo 5.

Para efeito de comparação entre as velocidades estimadas e aquelas medidas diretamente *in situ*, foi necessário padronizá-las, ou seja, os eixos de decomposição da velocidade dos

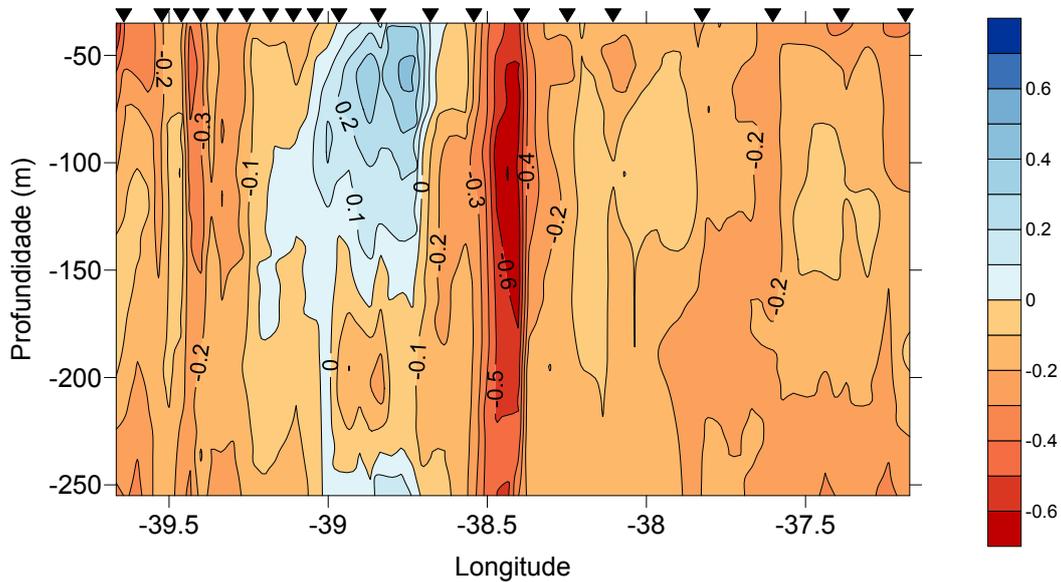


Figura 4.12: Distribuição vertical da velocidade meridional (m/s) obtida pelo ADCP no transecto 2. Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

dados de ADCP do transecto 2 foram rotacionadas em 32° no sentido horário e as estimadas pelo MDC foram consideradas somente as que estavam entre 35 e 255 m de profundidade em ambos os transectos. Os transportes de volume e as velocidades máximas associados à CB em cada método foram sintetizados na Tabela 4.2.

Tabela 4.2: Comparação entre as velocidades máximas e transportes de volume da CB obtidas por medições diretas de velocidade (rotacionadas em 32° no transecto 2) e as estimadas pelo Método Dinâmico Clássico entre 35 e 255 m de profundidade no transecto 1 e 2.

	Transecto 1		Transecto 2	
	MDC	ADCP	MDC	ADCP
Vel. máx. (m/s)	0,53	0,60	0,53	0,78
Transporte (Sv)	3,44	7,08	4,39	7,58

Em geral, as velocidades estimadas indiretamente (Figura 4.13 e 4.15) e as velocidades observadas diretamente (Figura 4.14 e 4.16) pareceram estar em boa concordância no sentido de ambas terem evidenciado as mesmas feições, como o fluxo da CB próximo ao talude, sua bifurcação após a passagem pela CVT e os vórtices associados. Porém, quando se comparou

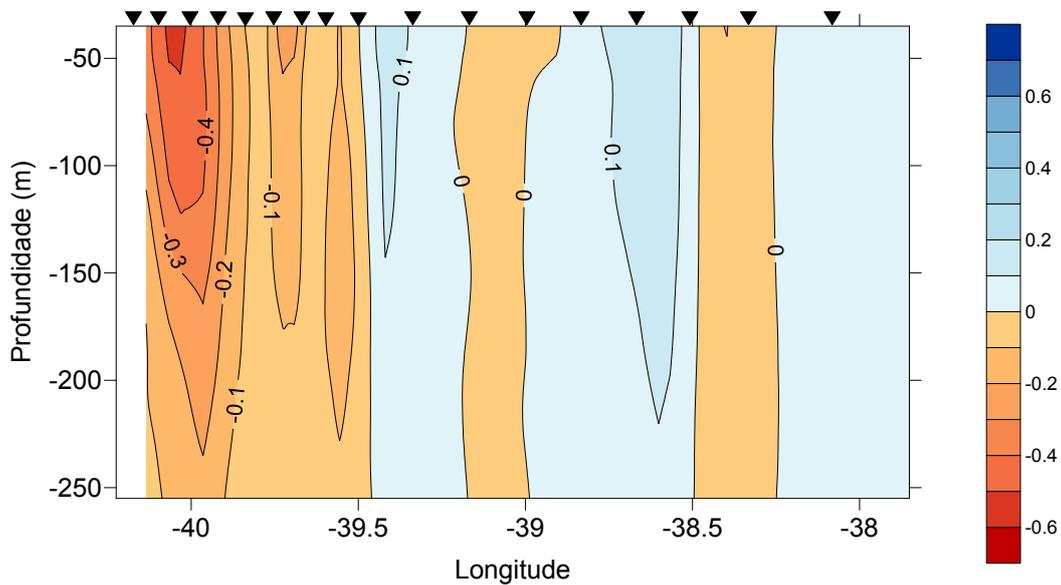


Figura 4.13: Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade geostrófica (m/s) obtida pelo MDC no transecto 1 entre 35 e 255 m de profundidade, com nível de referência em 400 dbar. Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

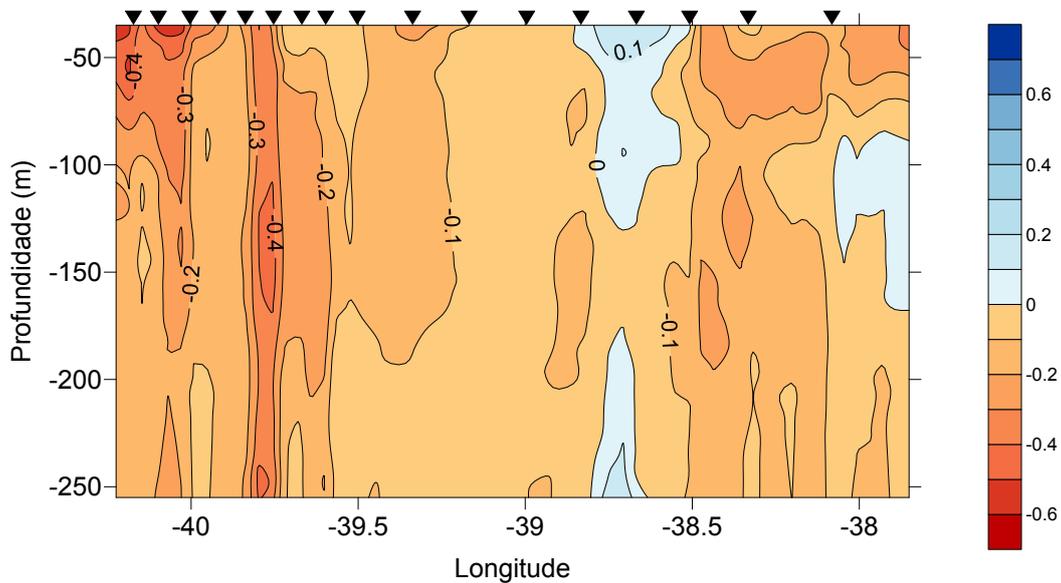


Figura 4.14: Distribuição vertical da velocidade meridional (m/s) obtida pelo ADCP no transecto 1. Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

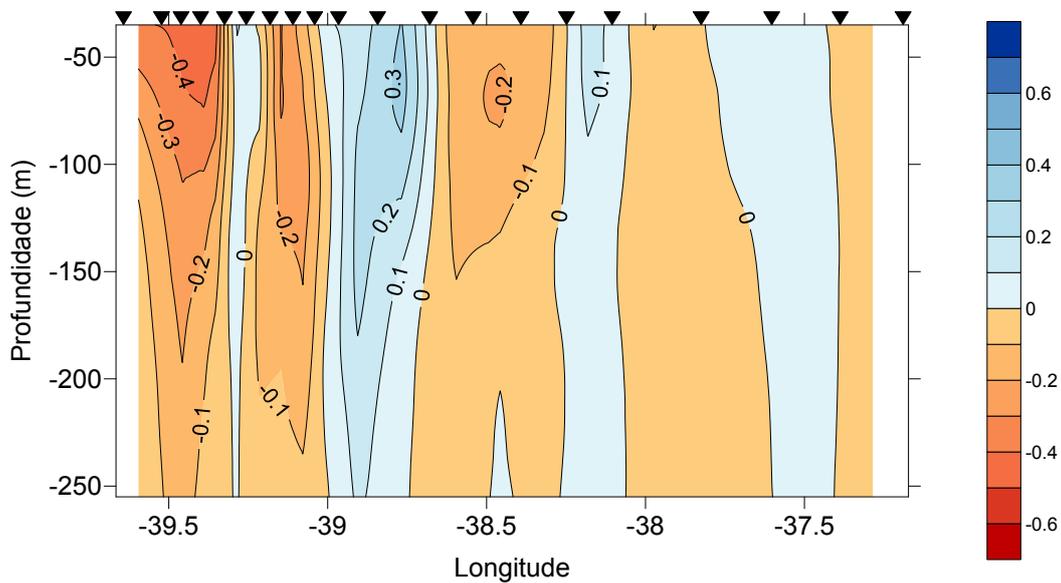


Figura 4.15: Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade geostrófica (m/s) obtida pelo MDC no transecto 2 entre 35 e 255 m de profundidade, com nível de referência em 400 dbar. Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

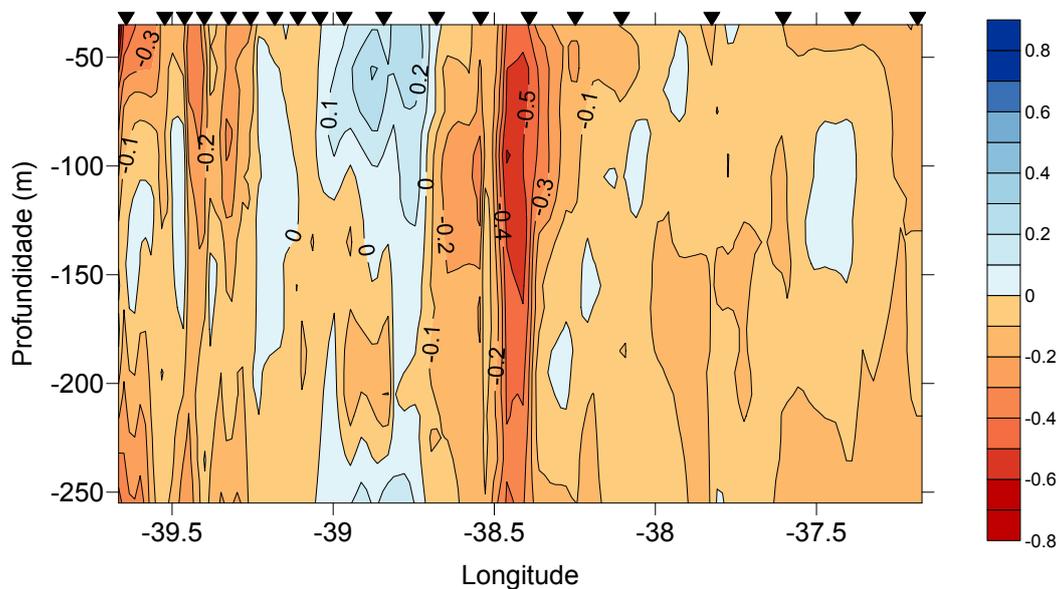


Figura 4.16: Distribuição vertical da velocidade meridional (m/s) obtida pelo ADCP rotacionadas em 32° no transecto 2. Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

os valores estimados de transporte de volume, observou-se uma discrepância entre os dois métodos de obtenção de velocidades.

Isto se deve às especificidades de cada um. Nos dados de ADCP de casco estiveram contidas as componentes barotrópicas e baroclínica do escoamento e a contaminação por fenômenos de maior frequência pôde ser observada, enquanto que as velocidades geostroficamente calculadas abrangem somente a componente baroclínica da velocidade, ou seja, apenas uma componente da velocidade total. Além disso, o MDC é sensível à escolha do nível de referência, além de ser formulado a partir de aproximações matemáticas do balanço do vento térmico. As correntes de menor escala foram ignoradas e os processos não-lineares, como os efeitos friccionais e de aceleração do fluxo, foram excluídos.

No transecto 1, estimou-se que o escoamento da CB tenha sido em torno de 48% baroclínico, enquanto que no transecto 2 a estimativa ficou cerca de 58%. Esses resultados levaram a concluir que a componente barotrópica da CB nessa região para essa situação tenha sido significativa, transportando 3,64 Sv no transecto 1 e 3,29 Sv no transecto 2. Vale ressaltar que a estrutura barotrópica da CB ainda é pouco conhecida.

Um estudo feito por [Silveira \(2007\)](#) preocupou-se em investigar o quão baroclínica é o escoamento da CB. Esse autor encontrou valores entre 75 e 80% utilizando dados de cinco perfis de velocidades tomados por lançamentos do perfilador PEGASUS em abril de 1983 entre as latitudes 22° e 23°S. Logo, assim como o caso do presente estudo, os dados representam um cenário momentâneo e específico. As diferenças entre os resultados desse trabalho e de [Silveira \(2007\)](#) podem ter sido, em primeiro lugar, devido às diferentes dinâmicas oceanográficas das áreas investigadas e ainda porque os métodos de obtenção das velocidades utilizados para estimar as componentes baroclínicas e barotrópicas foram distintos.

Com base na distribuição subsuperficial de velocidade obtida por ADCP (Figura 4.17 e 4.18), sugeriu-se que durante o período em que foram feitas as observações oceanográficas a CB tenha se bifurcado ao passar pela CVT, fluindo através dos dois canais mais próximos à costa, entre a plataforma continental e o BSB e entre o BSB e o VTR. O ramo que passou mais próximo à costa continuou seu percurso fluindo ao longo da quebra de plataforma e pareceu ter favorecido a entrada da ACAS sobre a plataforma continental. Já o outro ramo esteve relacionado com a presença do vórtice ciclônico encontrado constituindo o seu lado leste, explicando assim a assimetria do vórtice pela superposição do fluxo para sul da CB. Acreditou-se que a CB ainda não se encontrava completamente reorganizada após sua bifurcação pela CVT e as recirculações para o norte envolvidas nas feições vorticais, pois a estimativa do transporte de volume da CB foi maior no transecto 2 do que no transecto 1. O aumento do transporte da CB em direção ao sul era esperado já que ocorre a incorporação da ACAS no sistema de correntes de

contorno oeste (Pimentel, 2012).

Esse resultado sugeriu que dentro do ET (amostrado pelo transecto 2) ocorreu uma dinâmica peculiar e complexa que pode ter sido causada pela presença de correntes de deriva, maré e ondas internas, oscilações inerciais ou outras feições relacionadas às velocidades ageostróficas que modificaram o padrão esperado.

Outro aspecto que se destacou no transecto 2 foi o fluxo relativamente intenso da CB na região da quebra de plataforma. Resultados oriundos de simulação numérica obtidos por Pimentel (2012) mencionaram que o transporte da CB por entre o Banco de Abrolhos e o BSB seria fraco, contrário ao observado na Figura 4.18. O padrão obtido nesse estudo representa uma feição realística já que o padrão termohalino mostrado na Figura 4.2a reforça a hipótese de ocorrência do *encroachment* e consequente ascensão de ACAS sobre a plataforma continental no transecto 2.

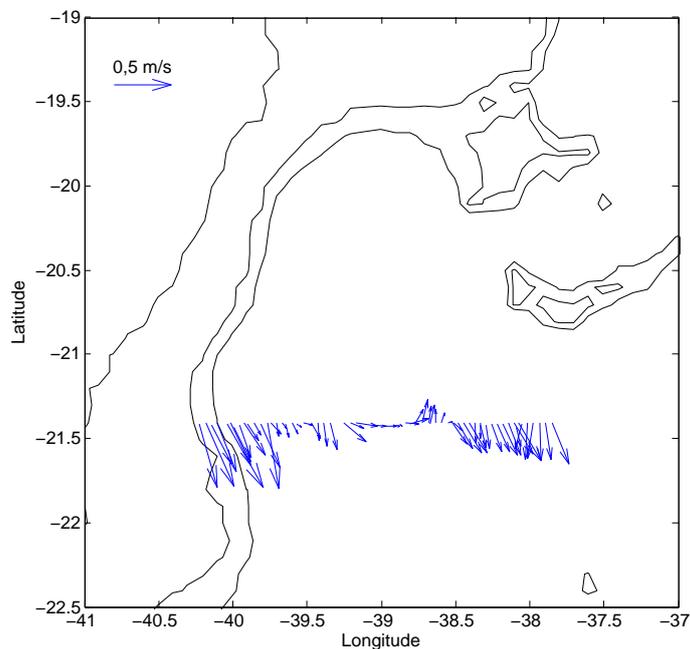


Figura 4.17: Distribuição da velocidade subsuperficial (em 55 m) obtida pelo ADCP no transecto 1.

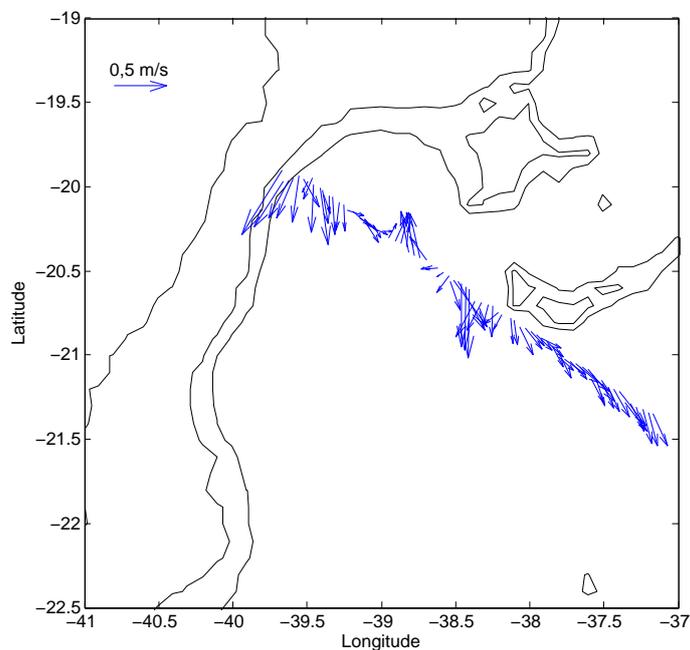


Figura 4.18: Distribuição da velocidade subsuperficial (em 55 m) obtida pelo ADCP no transecto 2.

Caracterização do Vórtice de Vitória em dezembro de 2011

5.1 Dados Hidrográficos

As seções de temperatura, salinidade e massa específica claramente mostraram a presença de uma atividade vortical no transecto 2 (Figuras 5.1a, 5.1b e 5.1c, respectivamente). Essa feição foi caracterizada pelo seu núcleo mais frio, menos salino e mais denso do que as águas ao seu entorno. As isotermas, as isohalinas e as isopicnais foram ~ 50 dbar mais rasas no centro do vórtice e seu núcleo foi 4°C mais frio, $0,83$ g/kg menos salino e $0,45$ kg/m³ mais denso. Essas estimativas foram feitas à pressão de 112 dbar comparando-se as estações 50 (dentro do vórtice) e 53 (fora do vórtice). A presença do vórtice modificou verticalmente o campo termohalino. As modificações mais evidentes ocorreram entre 70 a 300 dbar nas isotermas de 22°C a 13°C , nas isohalinas de 37 a $35,4$ g/kg e nas isopicnais de $25,8$ a $27,9$ kg/m³, mas houve uma fraca assinatura até 500 dbar. Horizontalmente, o vórtice ocupou uma faixa de cerca de 50 km de diâmetro centrado em $20,45^{\circ}\text{S}$ e $38,67^{\circ}\text{O}$. O ajuste baroclínico ao campo de massa mostrado na Figura 5.1c indicou a presença de um fluxo para o norte em seu lado oeste e para sul no leste. Em função das evidências encontradas serem semelhantes ao descrito anteriormente por outros autores (Schmid et al., 1995; Gaeta et al., 1999; Passos, 2011) a feição é tratada aqui como o VV.

O raio do vórtice ciclônico encontrado nesse estudo (~ 25 km) foi similar aos relatados por Schmid et al. (1995) e Gaeta et al. (1999) cujos resultados foram obtidos também por meio de observações hidrográficas *in situ*. No entanto, esse valor está aquém dos resultados mais recentes obtidos por modelagem numérica, os quais relataram raios de 42,5 km (Pimentel, 2012) ou até 58 km quando ele ocupou todo o ET (Passos, 2011). Quanto à sua extensão vertical, o vórtice se encontrou mais raso (300 dbar) do que nos trabalhos anteriores, os quais descreveram sua assinatura com 400 m de profundidade (Schmid et al., 1995) até 1000 m quando se acoplou verticalmente a um vórtice da CCI (Passos, 2011), o que não ocorreu nas observações do presente estudo.

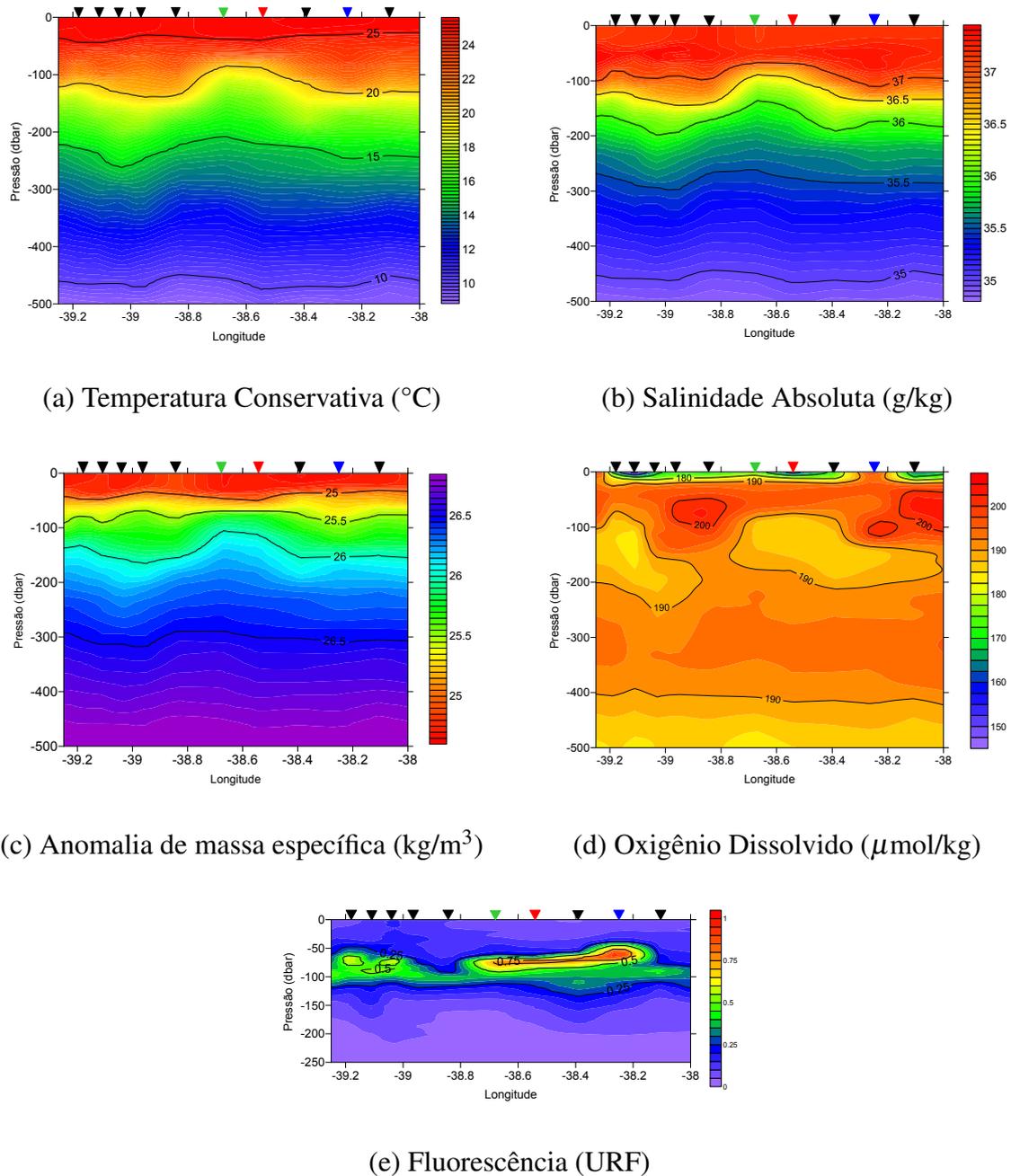


Figura 5.1: Estrutura vertical dos parâmetros que foram obtidos por CTD na área do Vórtice de Vitória com destaque para as estações 50 (verde), 51 (vermelho) e 53 (azul). (a) Temperatura Conservativa ($^{\circ}\text{C}$). (b) Salinidade Absoluta (g/kg). (c) Anomalia de massa específica (kg/m^3). (d) Oxigênio Dissolvido ($\mu\text{mol/kg}$). (e) Fluorescência (URF).

O centro do vórtice localizou-se em 20,45°S e 38,67°O, próximo aos centros reportados por Schmid et al. (1995) (20,5°S e 38,5°O), Gaeta et al. (1999) (20,3°S e 38,9°O) e Passos (2011) (20,2°S e 39,2°O), mas deve-se levar em conta o comportamento não-estacionário do vórtice. Foi constatado que o vórtice se moveu primeiramente para nordeste e se propagou para sul ao atingir a CVT (Schmid et al., 1995) ou continuou seu movimento ultrapassando a cadeia e atingiu regiões além do Banco de Abrolhos (Campos, 2006; Arruda et al., 2013). Essas divergências no tamanho, profundidade e posição do vórtice fazem que seja considerada a possibilidade do transecto não ter passado exatamente no centro do vórtice ou tenha sido amostrada uma feição em processo de desaparecimento, ou ainda que eles não tenham sido formados no mesmo local e nem pelo mesmo processo de geração (Pimentel, 2012; Servino, 2014).

O padrão de distribuição espacial de oxigênio dissolvido (Figuras 5.1d) foi inversamente associado à distribuição espacial de fluorescência (Figura 5.1e). Esse padrão esteve mais evidente na faixa entre 50 e 200 dbar onde houve a presença do vórtice, evidenciando a sua influência na atividade biológica. A fluorescência está associada com a concentração de clorofila-*a* que, por sua vez, é *proxy* da biomassa fitoplanctônica e o oxigênio é controlado pela relação fotossíntese X consumo. Esses achados confirmaram que o vórtice tem um impacto significativo na biota local (Schmid et al., 1995; Gaeta et al., 1999).

A transparência da água é maior na região oceânica e, então, a radiação que penetra na coluna d'água é maior. Esse excesso de luz provocou a fotoinibição dos organismos nas camadas mais superficiais da coluna d'água (Conceição, 2013) e deslocou a faixa de maior valor de fluorescência, deixando-a mais profunda. O VV, por ser um vórtice ciclônico, ascendeu a nutriclina e fertilizou a zona eufótica ocupada pela AT caracterizada por ser escassa de nutrientes. Gaeta et al. (1999) reportaram um núcleo superficial de nitrato e fosfato especialmente correlacionado com a água fria do interior do vórtice e esse *input* de nutrientes aumentou a produtividade primária líquida. Schmid et al. (1995) mostraram que a fotossíntese realizada por esses organismos elevou a concentração de oxigênio dissolvido na superfície do VV, mas essa relação não foi evidenciada no presente estudo.

A distribuição de clorofila-*a* da área de estudo (Figura 5.2) também evidenciou a presença do vórtice no ET devido às maiores concentrações associadas ao seu núcleo. Essa imagem foi obtida pelo sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) no dia 24 de dezembro de 2011, pois a imagem do dia 18, data em que foi feita a perfilagem de CTD no núcleo do vórtice (estações 50 e 51), possuía grande cobertura de nuvens.

A defasagem existente entre o posicionamento do vórtice visualizado na imagem de satélite (Figura 5.2) e nas observações oceanográficas *in situ* (Figura 5.1) pode ter ocorrido devido a um

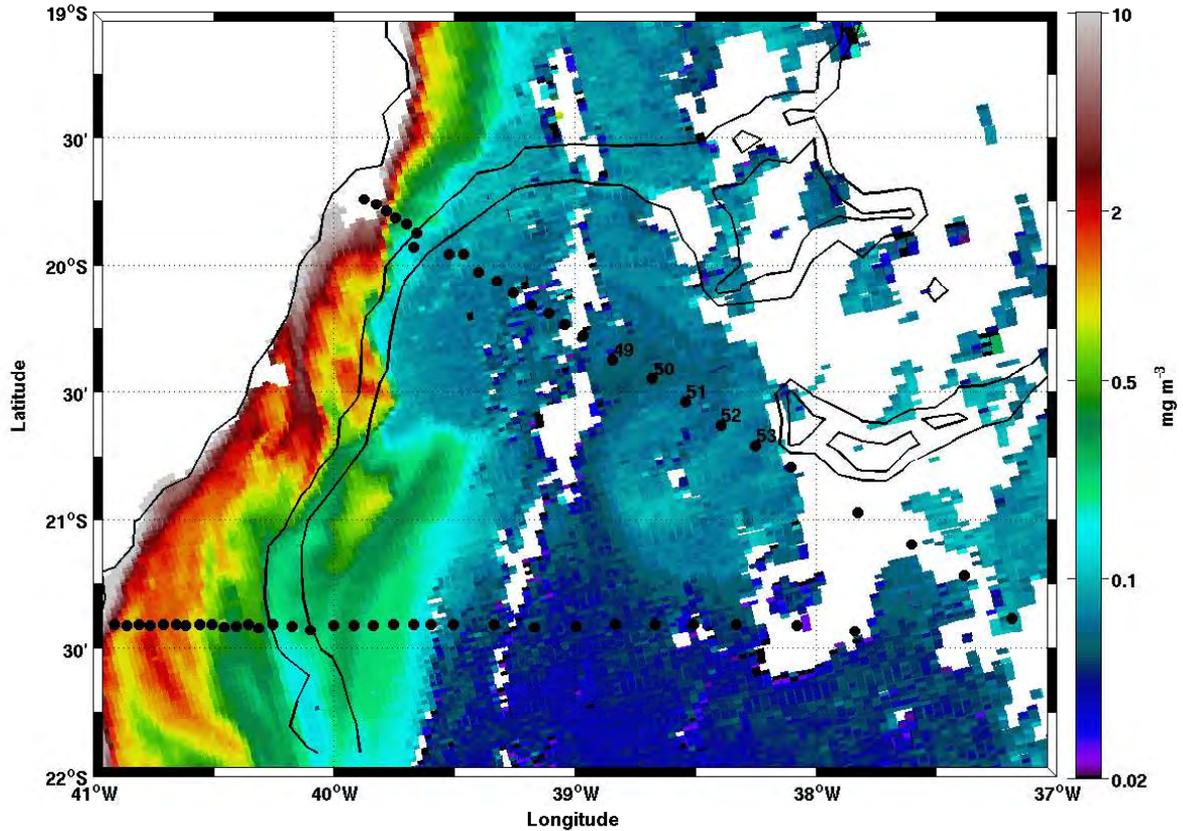


Figura 5.2: Imagem da distribuição de clorofila-*a* na área do Vórtice de Vitória no dia 24 de dezembro de 2011 e os pontos de perfilagem de CTD.

possível deslocamento do vórtice dentro do intervalo de 6 dias de diferença da data da imagem que se tinha disponível e da que foi realizada a coleta dos dados. Essa defasagem também pode ser consequência da resposta da atividade biológica ao *input* de nutrientes observada na imagem do satélite não ter se dado exatamente no ponto onde foram observadas as elevações das isotermas e isohalinas nas observações *in situ*. Além disso, essa distribuição reforçou a possibilidade do transecto não ter passado exatamente no centro do vórtice.

Outro aspecto que deve ser ressaltado quanto à sua localização, foi que a feição observada na imagem da distribuição de clorofila-*a* esteve mais afastada da costa do que as imagens da distribuição da temperatura da superfície do mar encontrada por Schmid et al. (1995) (Figura 2.2) e os resultados de modelagem numérica realizados por Passos (2011). Ambos os autores o

encontraram confinado junto à plataforma continental e ao Banco de Abrolhos.

5.2 Massas de água

As massas de água que ocuparam os 500 primeiros metros da coluna d'água na área do VV foram: AT, ACAS e AIA. Foi possível ver que a distribuição vertical das mesmas também foi afetada pelo vórtice (Figura 5.3). A AT se estendeu da superfície até 80 dbar no centro do vórtice. Abaixo da AT, encontrou-se a ACAS ocupando até ~ 395 dbar e, por fim, a AIA onde a assinatura da feição encontrou-se bem fraca. Nas bordas do vórtice a AT ocupou da superfície até 128 dbar e a ACAS até 415 dbar.

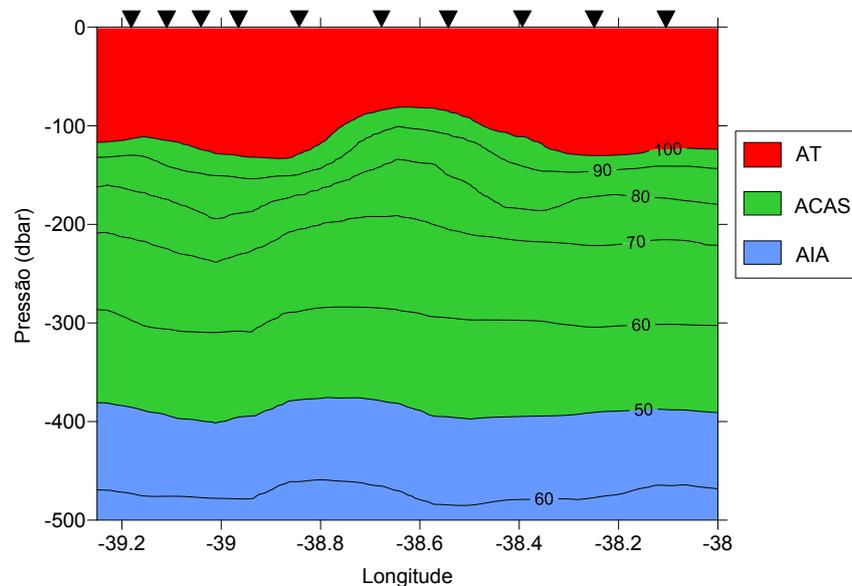


Figura 5.3: Distribuição vertical de massas de água na área do Vórtice de Vitória. AT - Água Tropical (vermelha), ACAS - Água central do Atlântico Sul (verde) e AIA - Água Intermediária Antártica (azul). As linhas representam valores com mesmo percentual da massa de água.

A ACAS foi a massa de água que esteve estritamente associada ao vórtice e também foi a que aflorou na plataforma continental capixaba no processo de ressurgência, conforme foi identificado por este trabalho no Capítulo 4. Schmid et al. (1995) analisaram imagens de temperatura da superfície do mar e constataram que o forte evento de ressurgência costeira levou a formação de um meandro que posteriormente se desprendeu em um vórtice, aprisionando em

seu centro a água fria da plataforma.

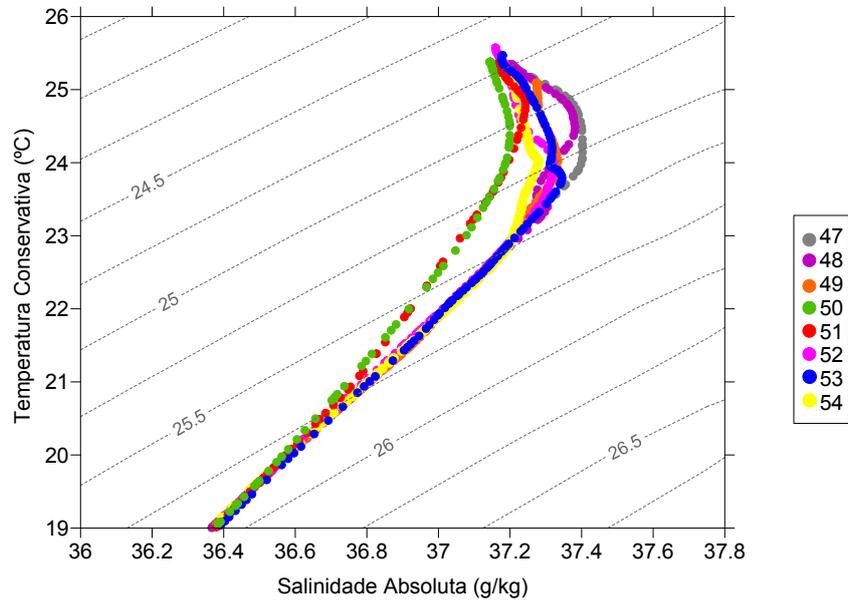
Além de Schmid et al. (1995), outros trabalhos associaram feições ciclônicas com a presença da água mais fria e menos salina proveniente da picnoclina na plataforma continental. Gaeta et al. (1999) afirmou que a gênese do VV pode estar ligada ao efeito topográfico imposto no fluxo da CB após ela passar pela CVT, mas o forte evento de ressurgência durante a primavera e o verão levaria ao incremento dessa circulação ciclônica. Campos et al. (1995), por sua vez, propôs que a formação de vórtices ciclônicos é que impulsiona a ressurgência de quebra de plataforma ao longo do escoamento da CB e não o contrário. Campos et al. (2000) nas regiões de Cabo Frio, Calado et al. (2010) nos entornos do Cabo de São Tomé e Aguiar et al. (2014) na costa do Espírito Santo também evidenciaram a presença de um vórtice ciclônico favorecendo a entrada de ACAS na plataforma. Porém, não foi possível afirmar se houve a existência de uma relação causa/efeito entre esses dois processos no presente estudo.

O VV não aflorou à superfície na distribuição de temperatura e salinidade (Figuras 5.1a e 5.1b) devido à presença de uma capa termohalina superficial que limitou a propagação vertical desse sinal. Schmid et al. (1995) atribuiu a formação dessa capa ao aquecimento superficial que deu origem a essa água quente e salina, identificada nesse trabalho como AT. Dinamicamente, no entanto, foi possível identificar a presença do VV no campo de velocidade devido à inversão do sentido da velocidade no campo superficial (Figura 4.18).

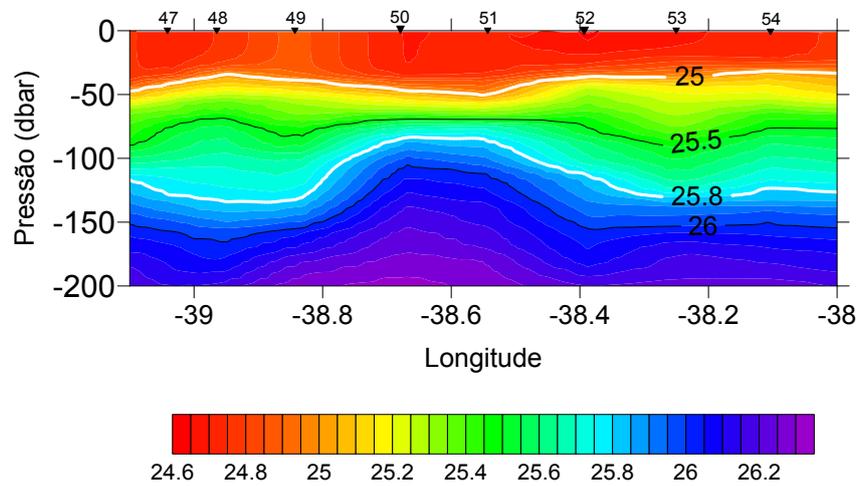
A partir da análise do diagrama TS espalhado (Figura 5.4) foi observado que nas estações 50 e 51 entre as isopicinais de 25 e 25,8 kg/m³ (justamente as isopicinais que abrangeram a parte superior do vórtice) a inclinação da curva TS foi diferente das demais estações adjacentes. Foi realizado o Teste-t que comparou a inclinação da curva TS da estação 50 (dentro do vórtice) e da estação 53 (estação de referência) a fim de avaliar se essa diferença foi estatisticamente significativa. O resultado mostrou que existiu um sistema diferenciado nas estações dentro do VV. O vórtice introduziu águas frias e ricas em nutrientes da ACAS nas águas quentes, salinas e oligotróficas da AT implicando em um processo de mistural vertical (diapicnal) entre essa interface, enquanto o processo que ocorreu nas estações fora da feição foi isopicnal.

5.3 Velocidades e transportes

Na seção da componente baroclínica da velocidade geostrófica do transecto 2 (Figura 5.5) foram identificados dois núcleos de velocidade de direções opostas característicos da presença do vórtice. O lado oeste que fluiu para nordeste (valores positivos) alcançou velocidade máxima de 0,34 m/s e transporte de 1,76 Sv, enquanto que o fluxo para sudoeste (valores negativos ao



(a) Diagrama TS espalhado das estações localizadas na área do Vórtice de Vitória



(b) Anomalia de massa específica (kg/m^3) das estações localizadas na área do Vórtice de Vitória

Figura 5.4: Diagrama TS espalhado e distribuição vertical da anomalia de densidade nas estações 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53 e 54. (a) Diagrama TS espalhado entre as isopicnais 24,6 e 25,9 kg/m^3 . (b) Distribuição vertical da Anomalia de massa específica. Destaque para as isopicnais 25 e 25,8 kg/m^3 .

lado leste) transportou 1,43 Sv e atingiu velocidade máxima de 0,23 m/s. O sinal desse vórtice pôde ser visto até 400 dbar onde foi imposto como Nível de Não Movimento para aplicação do MDC.

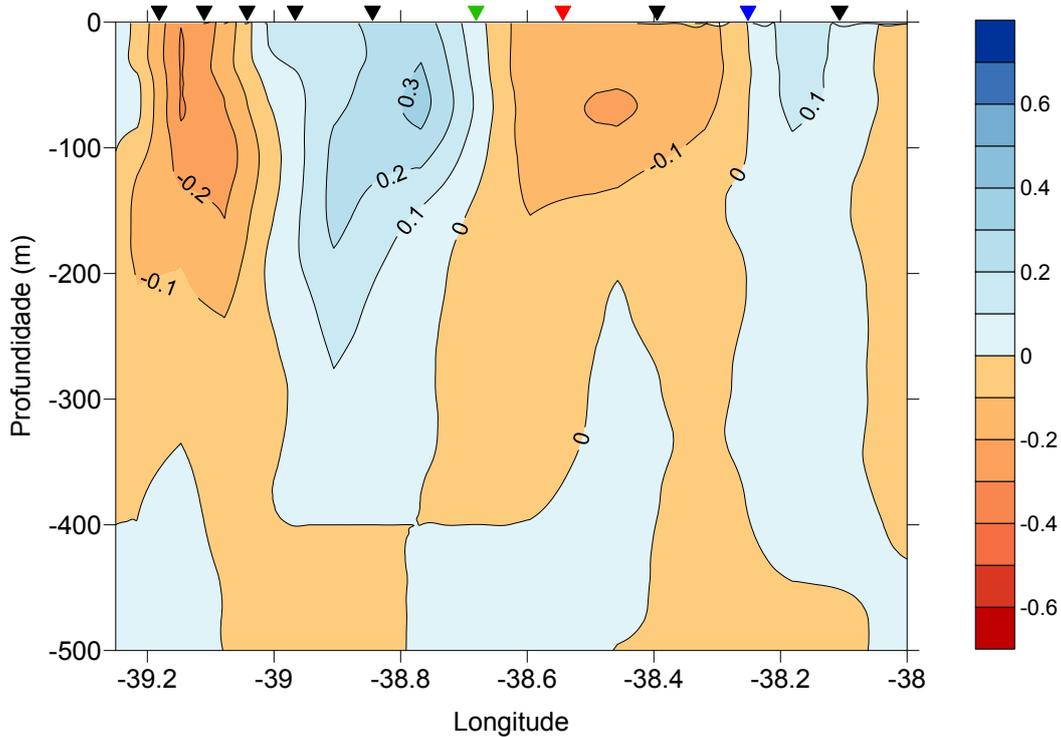


Figura 5.5: Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade geostrófica (m/s) obtida pelo MDC na área do Vórtice de Vitória com nível de referência de 400 dbar com destaque para as estações 50 (verde), 51 (vermelho) e 53 (azul). Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

A seção da velocidade meridional que foi obtida por ADCP (Figura 5.6) mostrou a velocidade máxima para norte de 0,43 m/s transportando 0,94 Sv nos primeiros 150 m de profundidade e de 0,71 m/s com transporte de 3,67 Sv para sul ao longo de toda coluna d'água amostrada, confirmando claramente a natureza ciclônica do vórtice investigado.

Os valores de transporte de volume do vórtice que foram encontrados estiveram aquém dos valores descritos anteriormente por Schmid et al. (1995) e Passos (2011) por se tratar de um vórtice menos intenso ou em processo de desaparecimento. Schmid et al. (1995) calcularam a componente baroclínica da velocidade geostrófica pelo MDC com o Nível de Não Movimento

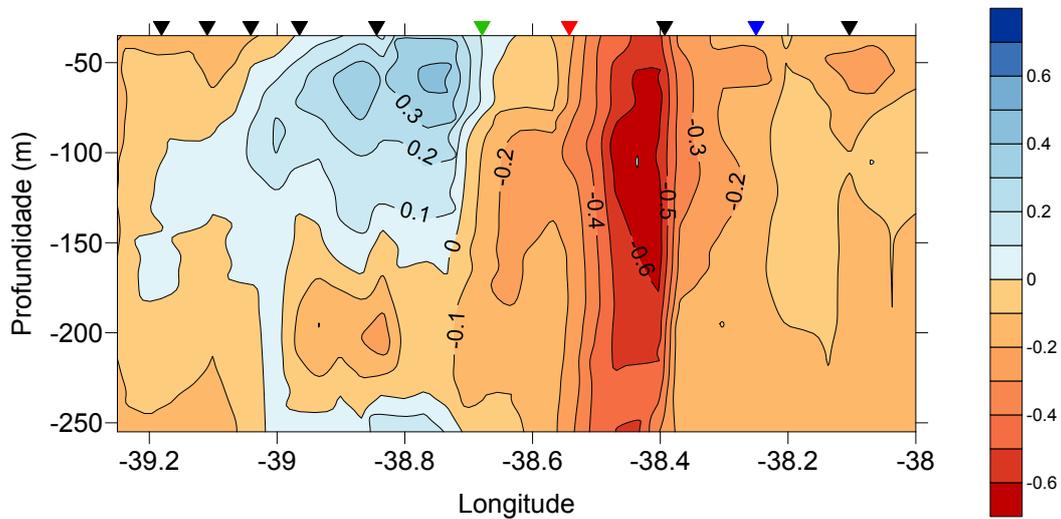


Figura 5.6: Distribuição vertical da velocidade meridional (m/s) obtida por ADCP na área do Vórtice de Vitória com destaque para as estações 50 (verde), 51 (vermelho) e 53 (azul). Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

em 1200 dbar e encontraram a parte que fluiu para norte transportando 2,9 Sv com velocidade máxima de 0,4 m/s e o transporte para sul foi de 7,4 Sv e velocidade máxima de 0,5 m/s. [Passos \(2011\)](#), por sua vez, mostrou que a componente baroclínica calculada por modelagem numérica fluiu para norte transportando 2 Sv com velocidade máxima de 0,19 m/s e fluxo para sul com velocidade máxima de 0,44 m/s e transporte de 5,5 Sv.

Porém, os resultados estão na faixa de valores calculados com base nos dados de derivadores lagrangeanos de superfície. O VV foi acompanhado por aproximadamente 40 dias e o cálculo de transporte de volume dentro do vórtice variou de 1,8 a 0,6 Sv ao longo desse período ([Schmid et al., 1995](#)).

A seção da componente baroclínica da velocidade geostrófica estimada pelo MDC limitada às profundidades entre 35 e 255 m (Figura 5.7) e da componente meridional da velocidade obtida por ADCP rotacionada em 32° (Figura 5.8) foram analisadas a fim de comparar os resultados obtidos indiretamente e diretamente. A Tabela 5.1 sintetizou as velocidades máximas, os transportes de volume e o Ro do VV associados a cada método.

O campo da componente baroclínica da velocidade geostrófica foi bem semelhante ao campo da velocidade meridional, principalmente em relação ao lado oeste do vórtice que fluiu para norte. Quanto ao lado leste, observou-se uma discrepância na magnitude da velocidade

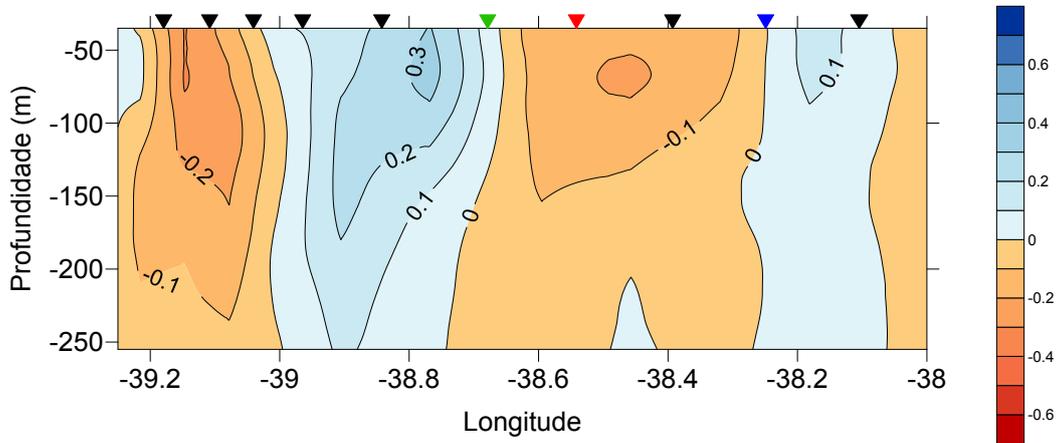


Figura 5.7: Distribuição vertical da componente baroclínica da velocidade geostrófica (m/s) obtida pelo MDC com nível de referência de 400 dbar na área do Vórtice de Vitória nas profundidades entre 35 e 255 m com destaque para as estações 50 (verde), 51 (vermelho) e 53 (azul). Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

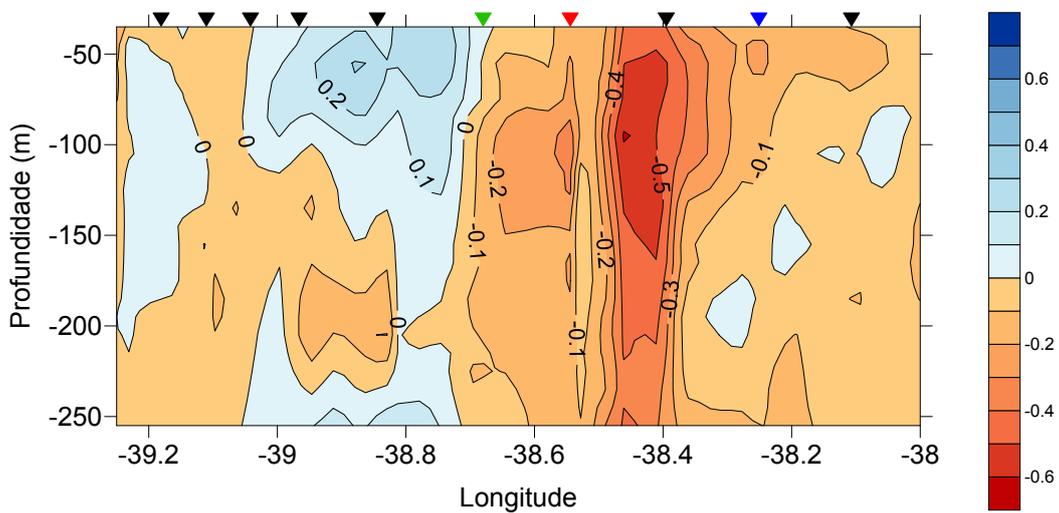


Figura 5.8: Distribuição vertical da velocidade meridional (m/s) rotacionadas em 32° obtida por ADCP na área do Vórtice de Vitória com destaque para as estações 50 (verde), 51 (vermelho) e 53 (azul). Valores positivos (azul) para norte, valores negativos (vermelho) para sul.

Tabela 5.1: Comparação da máxima velocidade para norte, máxima velocidade para o sul, estimativa de transporte para o norte, estimativa de transporte para o sul e o Número de Rossby entre as medições diretas de velocidade obtidas pelo ADCP rotacionadas em 32° e as estimadas pelo Método Dinâmico Clássico entre 35 e 255 m de profundidade para o Vórtice de Vitória. O tamanho do raio utilizado para os cálculos foi de 25 km para um vórtice centrado em $20,5^\circ\text{S}$.

	ADCP	MDC
Máx. Vel. N (m/s)	0,32	0,34
Máx. Vel. S (m/s)	0,61	0,23
Transporte N (Sv)	0,58	1,37
Transporte S (Sv)	2,87	1,04
Ro	0,36	0,22

em direção sul. As velocidades geostroficamente calculadas tenderam a ser subestimadas da velocidade real, pois só abrangeram a componente baroclínica da velocidade enquanto que nas observações do ADCP de casco estiveram contidas as componentes barotrópica e baroclínica do escoamento, além da incorporação de fenômenos de maior frequência.

A distribuição da anomalia de massa específica (Figura 5.4b) mostrou que as isopicnais na borda oeste do vórtice foram mais íngremes do que as da borda leste, o que resultou na maior magnitude da componente baroclínica da velocidade para norte do que para sul. Porém, o campo de velocidade obtido por medições diretas mostrou que o lado leste foi mais intenso do que o lado oeste, levando à hipótese de que a componente barotrópica teve uma importante contribuição nesse sistema.

O campo da velocidade meridional mostrou a porção que fluiu para sul mais intensa do que a fluiu para o norte, assim como Schmid et al. (1995) e Passos (2011). Esses autores afirmaram que o vórtice estava associado à CB em seu lado oeste, explicando assim a assimetria do vórtice pela superposição do fluxo para sul da CB e sua velocidade cisalhante.

Além disso, é importante ressaltar a sensibilidade do MDC à escolha do nível de não movimento. Por exemplo, o transporte para norte do VV estimado por medições diretas foi menor do que o estimado indiretamente. No entanto, a seção de velocidade meridional obtida por ADCP (Figura 5.8) mostrou que a borda oeste do vórtice se estendeu até 150 m e na seção da componente baroclínica da velocidade geostrófica (Figura 5.7) a feição foi mais profunda por ter sido assumido o nível de não movimento em 400 dbar. Esse nível foi assumido como adequado para a CB, mas essa escolha não foi avaliada para o vórtice. Isso pode explicar a discrepância entre a velocidade medida e a estimada, bem como seus transportes de volume associados.

O Ro é uma medida da importância da não-linearidade no balanço dinâmico (Schmid et al., 1995). O valor de Ro para as observações diretas por ADCP foi de 0,36, ou seja, a contribuição dos termos advectivos no fluxo é da ordem de 36% da velocidade total. Já pelo MDC, o Ro encontrado é 0,22, similar aos valores encontrados por Schmid et al. (1995) ($Ro \approx 0,28$) e Passos (2011) ($Ro \approx 0,15$) que afirmaram que o vórtice estava essencialmente em balanço geostrófico. Ambos os autores usaram a componente baroclínica da velocidade geostrófica para essa estimativa.

5.4 Energias e Anomalias do Vórtice de Vitória

As energias cinética e potencial dos vórtices são geralmente maiores do que aquelas associadas ao campo onde ele está inserido. Logo, eles desempenham um papel importante na distribuição do nível de energia no oceano. O mesmo pode ser afirmado para as anomalias de calor e sal. Os vórtices possuem fluxos estruturados associados a uma massa isolada de água com características anômalas daquelas que circundam essas feições, mais especificamente quanto às suas temperaturas e salinidades (Flierl, 1979). A fim de quantificar as energias e as anomalias do VV, os dados hidrográficos obtidos por CTD e a componente baroclínica da velocidade geostrófica obtida pelo MDC foram utilizados para calcular a KE, APE, AHA e ASA. Os valores encontrados são mostrados na Tabela 5.2.

Tabela 5.2: Energia Cinética (KE), Energia Potencial (APE), Anomalia de Calor (AHA) e Anomalia de Sal (ASA) do Vórtice de Vitória calculado pelo presente estudo considerando 25 km de raio, 400 m de extensão vertical e a estação de referência escolhida foi a 53. A Tabela também mostra os valores encontrados por Schmid et al. (1995) que consideraram o raio de 50 km com 350 m de extensão vertical.

Autor	KE	APE	AHA	ASA
Esse estudo	$1,1 \times 10^{13} J$	$1,4 \times 10^{13} J$	$3,9 \times 10^{18} J$	$1,8 \times 10^{11} kg$
Schmid et al. (1995)	$9,6 \times 10^{13} J$	$19 \times 10^{13} J$	$1 \times 10^{18} J$	$0,5 \times 10^{11} kg$

As energias e anomalias apresentaram coerência com os encontrados por Schmid et al. (1995). O VV caracterizado por esses autores se apresentou com maiores valores de KE, APE e AHA e menor de ASA do que a feição amostrada no presente trabalho. Isso pode significar que o vórtice aqui reportado pode estar em processo de desaparecimento, sua energia foi dissipada e suas características originais foram perdidas pela mistura com as águas adjacentes e pela troca de calor com atmosfera, ou ainda que foi detectado um vórtice de menor intensidade.

A KE depende da velocidade geostrófica associada ao vórtice que nesse trabalho se encontrou na faixa de -0,2 a 0,3 m/s enquanto que Schmid et al. (1995) encontraram valores entre -0,5 e 0,4 m/s. A diferença de massa específica na estação dentro do vórtice para a estação fora do vórtice atingiu o valor máximo de $0,45 \text{ kg/m}^3$ no presente estudo enquanto que Schmid et al. (1995) encontrou 1 kg/m^3 refletindo nos valores da APE. A diferença máxima de temperatura na estação dentro do vórtice para a estação fora do vórtice foi de 4°C no presente estudo e 8°C no vórtice descrito por Schmid et al. (1995) influenciando os valores de AHA. Já para a ASA, embora a diferença de salinidade na estação dentro do vórtice para a estação fora do vórtice tenha sido de 0,83 no presente estudo enquanto que Schmid et al. (1995) encontrou 1,3, foi possível ver a presença do vórtice pela elevação das isohalinas entre as profundidade de 60 a 160 m (Figura 2.1) enquanto que no presente estudo essa assinatura foi visível até 270 dbar.

CAPÍTULO 6

Conclusão

Os resultados apresentados mostraram que a distribuição dos dados hidrográficos na região oceânica é reflexo da estrutura vertical das massas de água que, por sua vez, destacou um padrão já conhecido: a AT ocupando a camada de mistura com os valores máximos de salinidade e temperatura, a ACAS com forte gradiente de temperatura e salinidade ocupando a faixa da picnoclina, a AIA identificada no diagrama TS pelo mínimo de salinidade, a APAN pela máxima concentração de oxigênio dissolvido e, abaixo de todo sistema descrito, a AAF que é pouco relatada devido à limitação da maioria dos estudos à 3000 m de coluna d'água.

Já na plataforma continental os resultados destacaram o *input* de água doce proveniente dos rios Paraíba do Sul e Doce identificado pelos mínimos de salinidade e a intrusão de água fria oriunda da picnoclina na região oceânica. Assim, esse estudo comprovou que nessa área há uma interação entre a plataforma continental e a região oceânica adjacente através do processo de ressurgência. A partir da análise de massas de água, ficou constatado que a água que ascendeu na plataforma durante esse processo foi uma mistura com mais de 50% de ACAS em sua composição. Os altos valores de fluorescência confirmaram a resposta da produtividade primária à dinâmica peculiar da região.

O processo de ressurgência apresentou características distintas entre os transectos. No transecto 1 a plataforma foi mais extensa, mais rasa e sua quebra mais abrupta, então a estrutura baroclínica da CB se encontrou mais *offshore* e as isotermas afloraram à superfície sobre a plataforma média-externa. No transecto 2 a plataforma mais estreita e sua quebra menos abrupta, favoreceu a aproximação do fluxo da CB à costa e as isotermas ocuparam todo o fundo da plataforma. Logo, concluiu-se que o processo de ressurgência nessa área não foi dirigido somente pelo regime de ventos, mas também que a posição e intensidade da CB e como esta interagiu com a plataforma continental teve uma importante contribuição.

Outra feição amostrada com o conjunto de dados analisado foi o VV, comprovando que esse vórtice é recorrente no ET. Os dados hidrográficos mostraram-no centrado em 20,45°S e 38,67°O, com 50 km de diâmetro e ocupando os 300 primeiros metros da coluna d'água. Pôde-se evidenciar ainda o pico de fluorescência e altos valores de clorofila-*a* associados à sua presença certificando seu impacto na produtividade primária, a capa termohalina como

consequência do aquecimento superficial e a promoção de mistura diapicnal pelo vórtice entre a interface AT-ACAS. A partir do MDC, encontrou-se valores de 1,76 Sv sendo transportado pelo seu fluxo para nordeste com velocidade máxima de 0,34 m/s e 1,43 Sv para sudoeste com velocidade máxima de 0,23 m/s e Ro de 0,36. Já pela medição direta de velocidade por ADCP, os valores de transporte foram de 0,94 Sv em seu fluxo para norte e 3,67 para sul com velocidades máximas de 0,43 e 0,71 m/s, respectivamente, e Ro de 0,22. Os níveis de energia e anomalia calculados pelo presente estudo foram coerente aos valores descritos por [Schmid et al. \(1995\)](#) e sugeriram uma feição menos intensa ou em processo de desaparecimento.

Quanto às estimativas de transporte de volume da CB, os resultados obtidos indiretamente pelo MDC (4,83 Sv no transecto 1 e 6,31 Sv no transecto 2) são comparáveis às estimativas feitas por outros autores que utilizaram a mesma metodologia. Porém, as estimativas feitas a partir das medições diretas de ADCP apresentaram valores maiores do que já relatado (7,8 Sv no transecto 1 e 12,3 Sv no transecto 2), mostrando um padrão de escoamento complexo na área estudada. O ADCP forneceu oportunidade para estimar o campo de corrente absoluta e o seu transporte de volume associado, o que despertou a necessidade do conhecimento da componente barotrópica da CB, uma vez que o MDC subestimou o seu transporte de volume em até 58%.

Considerações Finais

A principal limitação desse estudo consiste na impossibilidade de quantificar o transporte de volume da CB que flui sobre a quebra de plataforma por ambos métodos utilizados. A frequência do aparelho do ADCP de casco não permitiu amostrar essas áreas, enquanto que pelo MDC não foi possível inferir as velocidades nas estações mais rasas do que o nível de não movimento adotado. É importante ressaltar ainda que os resultados foram discutidos a partir da análise de um cenário transiente, ou seja, o escoamento da CB e as feições em um determinado tempo e espaço. Porém, mesmo com essas limitações, a alta resolução espacial do conjunto de dados possibilitou investigar e descrever a estrutura da CB e suas feições associadas em detalhes consideráveis na região de estudo.

Portanto, destaca-se a necessidade de que mais dados *in situ* sejam levantados, principalmente com maior resolução temporal, como um fundeio correntográfico para estimar o transporte médio baseado nas medidas a longo prazo visando investigar, além de outros aspectos, a componente barotrópica associada a CB.

Os dados discutidos nesse trabalho podem ser úteis para a validação de modelos regionais de alta resolução e sensoriamento remoto e podem ser de interesse da comunidade biogeoquímica para investigar a interação entre a comunidade biológica e as feições de mesoescala do sistema. Em troca, essas ferramentas podem ajudar a investigar e documentar os mecanismos envolvidos na intrusão de águas da pycnoclina na plataforma, na formação do vórtice e no comportamento da CB.

Os próximos passos estabelecidos pela presente autora consiste em:

1. Estimar o transporte de volume da CB pelo Método Dinâmico Referenciado que combina dados termohalinos obtidos pelo CTD e velocidades observadas pelo ADCP de casco para estimar velocidades geostróficas absolutas. Sendo assim, esse método é livre da dependência de se estabelecer um Nível de Não Movimento como no MDC;
2. Associar a dinâmica de meso-escala caracterizada nesse estudo com o fornecimento de nutrientes e os efeitos na produtividade primária e na comunidade zooplânctônica. Isso será possível devido à parceria feita entre o LabPosseidon e outros laboratórios do Depar-

tamento de Oceanografia e Ecologia da UFES também envolvidos na Operação MCTIII: LabGam, LabFito e LabZoo.

Referências Bibliográficas

- Aguiar, A. L., Cirano, M., Pereira, J., and Marta-Almeida, M. (2014). Upwelling processes along a western boundary current in the Abrolhos–Campos region of Brazil. *Continental Shelf Research*, 85:42–59.
- Arruda, W. Z., Campos, E. J. D., Zharkov, V., Soutelino, R. G., and Silveira, I. C. A. (2013). Events of equatorward translation of the Vitoria Eddy. *Continental Shelf Research*, 70:61–73.
- Barreto, H. and Millman, J. (1969). Esboço fisiográfico da margem continental brasileira. In Toffoll, L., editor, *Margem continental brasileira*, pages 11–30. PETROBRÁS, Rio de Janeiro.
- Boyer, T., Levitus, S., Garcia, H., Locarnini, R. A., Stephens, C., and Antonov, J. (2005). Objective analyses of annual, seasonal, and monthly temperature and salinity for the world ocean on a 0.25 degrees grid. *Int. J. Climatology*, 25(7):931–945.
- Calado, L. (2001). *Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do Sudeste Brasileiro*. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo - Instituto Oceanográfico, São Paulo.
- Calado, L., Silveira, I. C. A. d., Gangopadhyay, A., and Castro, B. M. d. (2010). Eddy- induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). *Continental Shelf Research*, 30:1181–1188.
- Campos, A. P. M. (2011). *Análise da variabilidade espacial e temporal da pluma do Rio Doce (ES) através do sensoriamento remoto*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Espírito Santo - Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental, Vitória.
- Campos, E. J. D. (2006). Equatorward translation of the Vitoria Eddy in a numerical simulation. *Geophysical Research Letters*, 33:L22607.
- Campos, E. J. D., Gonçalves, J. E., and Ikeda, Y. (1995). Water mass characteristics and geostrophic circulation in the south Brazil bight – Summer of 1991. *J. Geophysical Research*, 100:18537–18550.

- Campos, E. J. D., Velhote, D., and Silveira, I. C. A. d. (2000). Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophysical Research Letters*, 27(6):751–754.
- Castelão, R. and Barth, J. (2006). Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl. *Geophysical Research Letters*, 33:L03602.
- Castro, B. (1996). *Correntes e massas de água da plataforma continental norte de São Paulo*. Tese de livre docência, Universidade de São Paulo - Instituto Oceanográfico, São Paulo.
- Castro, B. M. and Miranda, L. B. d. (1998). Physical oceanography of the western atlantic continental shelf located between 4°n and 34°s: Coastal segment (4,w). In Robinson, A. R. and H., B. K., editors, *The Sea: The Global Coastal Ocean - Regional Studies and Syntheses.*, pages 209–251. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Cirano, M., Mata, M. M., Campos, E. J. D., and Deiró, N. F. R. (2006). A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação global OCCAM. *Revista Brasileira de Geofísica*, 24(2):209–230.
- Coelho-Souza, S. A., López, M. S., Guimarães, J. R. D., Coutinho, R., and Candella, R. N. (2012). Biophysical interactions in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazil. *Brazilian J. of Oceanography*, 60(3):353–365.
- Conceição, J. R. d. (2013). *Caracterização ambiental das comunidades fitoplanctônicas de uma área da plataforma continental e duas áreas oceânicas do estado do Espírito Santo*. Monografia, Universidade Federal do Espírito Santo - Bacharel em Ciências Biológicas, Vitória.
- Costa, T. P. (2007). *Existe um Vórtice de Vitória Climatológico?* Monografia, Universidade de São Paulo - Bacharel em Oceanografia, São Paulo.
- Emilson, I. (1961). The shelf and coastal waters off Southern Brazil. *Bolm. Instituto Oceanográfico*, 17(2):101–112.
- Evans, D. and Signorini, S. R. (1985). Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, 315:48–50.
- Evans, D., Signorini, S. R., and Miranda, L. (1983). A note on the transport of the Brazil Current. *J. of Physical Oceanography*, 13:1732–1738.

- Fernandes, M. S. (2013). *Análise da variabilidade espaço-temporal da distribuição de clorofila a entre a plataforma continental do norte da Bacia de Campos e Bacia do Espírito Santo por meio de imagens de satélite*. Monografia, Universidade Federal do Espírito Santo - Curso de Graduação em Oceanografia, Vitória.
- Fingas, M. (2001). *The basics of oil spill cleanup*. CRC Press LLC. Lewis Publisher, New York.
- Flierl, G. (1979). A Simple Model for a Structure of Warm and Cold Core Rings. *J. of Geophysical Research*, 84(C2):781–785.
- Floeter, S. R. and Gasparini, J. L. (2000). The southwestern Atlantic reef fish fauna: composition and zoogeographic patterns. *Journal of Fish Biology*, 56:1099–1114.
- França, A. (1979). Geomorfologia da margem continental leste brasileira e da bacia oceânica adjacente. In REMAC, P., editor, *Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes.*, pages 89–127. PETROBRÁS, Rio de Janeiro.
- Gaeta, S. A., Lorenzetti, J. A., Miranda, L. B. d., Susini-Ribeiro, S. M. M., Pompeu, M., and Araujo, C. E. S. d. (1999). The Vitória Eddy and its relation to the phytoplankton biomass and primary productivity during the austral fall of 1995. *Archive of Fishery and Marine Research*, 47(2/3):253–270.
- Garfield III, N. (1990). *The Brazil Current at subtropical latitudes*. Tese de doutorado, University of Rhode Island, Rhode Island.
- Godoi, S. S. d. (2005). *Dinâmica Quase-Geostrófica do Sistema Corrente do Brasil no Embaio de São Paulo*. Tese de doutorado, Instituto Oceanográfico, São Paulo.
- Kampel, M., Lorenzetti, J. A., and Silva Jr., C. L. (1997). *Observação por satélite de ressurgências na costa S-SE brasileira*. Congresso latino-americano sobre ciências do mar - colacmar, 7:38-40, Santos.
- Lemos, A. T. (2014). *Aspectos Meteo-oceanográficos associados com a concentração de clorofila-a ao longo da Cadeia Vitória-Trindade*. Tese de doutorado, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória.
- Lima, J. A. M. (1997). *Oceanic circulation on the Brazil Current shelf break and slope at 22°S*. Tese de doutorado, University of New South Wales, New South Wales.

- Machioro, G. B., Nunes, M. A., Dutra, G. F., Moura, R. L., and Pereira, P. G. P. (2005). Avaliação dos impactos da exploração e produção de hidrocarbonetos no banco de abrolhos e adjacências. In Silva, J. M. C. and Fonseca, M., editors, *Megadiversidade de Abrolhos*, pages 225–310. Conservação Internacional, Belo Horizonte.
- Mamayev, O. I. (1975). *Temperature-Salinity Analysis of World Ocean Waters*, volume 11 of *Elsevier Oceanography Series*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Maneschy, F. A. (2010). *Avaliação do Efeito Topográfico da Cadeia Vitória-Trindade na dinâmica da Corrente do Brasil durante o verão*. Monografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro - Graduação em Oceanografia, Rio de Janeiro.
- Mascarenhas Jr., A. S., Miranda, L. M., and Rock, N. J. (1971). *A study of the oceanographic conditions in the region of Cabo Frio*. Gordon & Breach Scientific Publication. Cstlow, J. D. Fertility of the sea., New York.
- McDougall, T. J. and Barker, P. M. (2011). *Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox*. Isbn 978-0-646-55621-5, SCOR/IAPSO WG127.
- Miranda, L. B. d. and Castro Filho, B. M. (1981). Geostrophic flow conditions of the Brazil Current at 19°S. *Ciência Interamericana*, 22(1-2):44–48.
- Motoki, A., Motoki, K. F., and Melo, D. P. (2012). Caracterização da morfologia submarina da Cadeia Vitória-Trindade e áreas adjacentes, ES, com base na batimetria predita do topo versão 14.1. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 13(2):151–170.
- Müller, J. M., Ikeda, Y., Zangenberg, N., and Nonato, L. V. (1998). Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20°S and 28°S. *J. Geophysical Research*, 103(C3):5429–5437.
- Palóczy, A., Silveira, I. d., Castro, B., and Calado, L. (2013). Coastal upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil): The supporting role of deep ocean processes. *Continental Shelf Research*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2013.09.005>.
- Passos, L. G. d. (2011). *Padrões de escoamento baroclínico de mesoescala ao largo do Embaramento de Tubarão e do Banco de Abrolhos*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de São Paulo - Instituto Oceanográfico, São Paulo.
- Pereira, D. P. C. (2005). *Caracterização da estrutura termohalina e de velocidades dos dipolos vorticais da Corrente do Brasil*. Monografia de graduação, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

- Pimentel, F. P. (2012). *A Corrente do Brasil e a Corrente de Contorno Intermediário na região da Cadeia Vitória-Trindade*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica, Rio de Janeiro.
- Robinson, A. R. (1983). Eddies in Marine Science. *Springer-Verlag*, page 616.
- Rodrigues, R. R. and Lorenzetti, J. A. (2001). A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. *Continental Shelf Research*, 21:371–394.
- Roughan, M. and Middleton, J. H. (2004). On the East Australian Current: Variability, encroachment, and upwelling. *Journal of Geophysical Research*, 109:C07003.
- Sandström, J. and Helland-Hansen, B. (1903). Übbber die Berechnung von Meereströmungen. *Rept. Norwegian Fishery and Marine Investigations*, 2(4).
- Schmid, C., Schafer, H., Podestá, G., and Zenk, W. (1995). The Vitória Eddy and Its Relation to the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, 25:2532–2546.
- Servino, R. N. (2014). *A bifurcação da Corrente do Brasil no Embaiamento de Tubarão e o seu papel na formação de vórtices ciclônicos*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Espírito Santo - Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental, Aracruz.
- Shtokman, W. B. (1944). *Geometric properties of $\theta - S$ curves in the mixing of three water masses in an infinite sea*, volume 13(8). *Izv. Akd. Nauk. S. S. S. R.*
- Signorini, S. R. (1978). On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Research*, 25:481–490.
- Signorini, S. R., Miranda, L. B., Evans, D. L., Stevenson, M. R., and Inostroza, H. M. (1989). Corrente do Brasil: estrutura térmica ente 19° e 25°S e circulação geostrófica. *Bolm. Inst. oceanogr.*, 37(1):33–49.
- Silva, M. P. d. (1995). *Caracterização Físico-Química das Massas de Água da Bacia de Santos durante o Projeto COROAS*. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Silveira, I. C. A. (2007). *O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ*. Tese de livre docência, Universidade de São Paulo - Instituto Oceanográfico, São Paulo.

- Silveira, I. C. A., Ribeiro, E. O., Lima, J. M. L., Mattos, R. A., Soutelino, R. G., and Leal, C. A. (2005). *Caracterização oceanográfica da Bacia do Espírito Santo e da Região de Abrolhos*. Anais do ii congresso brasileiro de oceanografia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória.
- Silveira, I. C. A. d., Lima, J., and Schmitdt, A. (2008). Is the meander growth in the Brazil Current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability? *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 45:187–207.
- Silveira, I. C. A. d., Schmidt, A. C. K., Campos, E. J. D., Godoi, S. S., and Ikeda, Y. (2000). A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48:171–183.
- Soutelino, R. G. (2008). *A origem da Corrente do Brasil*. Dissertação de mestrado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo - Mestrado em Ciências, Área de Oceanografia Física, São Paulo.
- Soutelino, R. G., Silveira, I. C. A. d., Gangopadhyay, A., and A., M. J. (2011). Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20°S? *Geophysical Research Letters*, 38, L03.607.
- Stewart, R. H. (2008). *Introduction To Physical Oceanography*. Texas A & M University.
- Stramma, L. and England, M. (1999). On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophysical Research*, 104(C9):20863–20883.
- Stramma, L., Ikeda, Y., and Peterson, R. (1990). Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20°S. *Deep-Sea Research*, 37:1875–1886.
- Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., and Fleming, R. H. (1942). *The Oceans, their physics, chemistry, and general biology*. Prentice-Hall Inc., New Jersey.
- Thomaz, F. d. S. (2012). *Variação Espaço-Temporal da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) entre os paralelos de 10°S e 25°S*. Monografia, Universidade Federal do Espírito Santo - Curso de Graduação em Oceanografia, Vitória.
- Zemba, J. C. (1991). *The structure and transport of the Brazil Current between 27° and 36° South*. Tese de doutorado, Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution.

- Zembruski, S. (1979). Geomorfologia da margem continental sul brasileira e da bacia oceânica adjacente. In REMAC, P., editor, *Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes.*, pages 129–177. PETROBRÁS, Rio de Janeiro.