Leilane Gonçalves dos Passos

Padrões de escoamento baroclínico de mesoescala ao largo do Embaiamento de Tubarão e do Banco de Abrolhos

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, área de Oceanografia Física.

Orientador:

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

São Paulo 2011

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

Padrões de escoamento baroclínico de mesoescala ao largo do Embaiamento de Tubarão e do Banco de Abrolhos

(Versão corrigida)

Leilane Gonçalves dos Passos

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, área de Oceanografia Física.

	Julgada em//	
Prof. Dr.		Conceito
Prof. Dr.		Conceito
Prof. Dr.		Conceito

"...Porque qualquer um, independentemente das habilitações que tenha, ao menos uma vez na sua vida fez ou disse coisas muito acima da sua natureza e condição, e se a essas pessoas pudéssemos retirar do quotidiano pardo em que vão perdendo os contornos, ou elas a si próprias por violência se retirassem de malhas e prisões, quantas mais maravilhas seriam capazes de obrar, que pedaços de conhecimento profundo poderiam comunicar, porque cada um de nós sabe infinitamente mais do que julga saber e cada um dos outros infinitamente mais do que neles aceitamos reconhecer..."

José Saramago (A jangada de pedra)

Sumário

A	grade	ecimentos	iii
Re	esum	0	v
A l	bstra	ct	vi
Li	sta d	e Figuras	xi
Li	sta d	e Tabelas	xii
Li	sta d	e Acrônimos	xiii
1	Intr	rodução	1
	1.1	Formação do Sistema de Correntes de Contorno Oeste no Atlântico Sul .	1
	1.2	Caracterização da MCLB e Bacia Oceânica Adjacente	4
	1.3	Atividade de Mesoescala no Sistema CB sobre a MCLB e Bacia Oceânica	
		Adjacente	6
		1.3.1 Circulação ao largo do Embaiamento de Tubarão	8
		1.3.2 Circulação ao largo do Banco de Abrolhos	10
	1.4	Hipótese Científica	12
	1.5	Objetivos	12
2	Con	njunto de Dados	14
	2.1	Projeto Abrolhos	14
	2.2	World Ocean Atlas 2001	17
	2.3	Imagens termais do satélite MODIS	19

3	Met	odolog	gia	21
	3.1	Síntes	se da Abordagem Metodológica	22
	3.2	Const	rução do Campo de Salinidade Sintética (SS)	24
	3.3	Adim	ensionalização e Redimensionalização dos Perfis Hidrográficos	28
	3.4	Anális	se Objetiva de Múltiplas Escalas (AOME)	32
	3.5	O Mo	delo Numérico	34
4	Exp	erimen	tos Numéricos	37
	4.1	Descr	ição dos Experimentos	37
	4.2	Valida	ação	37
		4.2.1	Seções de Densidade Potencial	39
		4.2.2	Seções de Velocidade	43
5	Res	ultados	s e Discussão	46
	5.1	Distri	buição Horizontal de Temperatura e Salinidade	46
	5.2	Estrut	tura Tridimensional do Escoamento	54
		5.2.1	ABI-Inverno de 2004	54
		5.2.2	ABII-Verão de 2005	63
	5.3	Quan	tidades Dinâmicas Associadas ao VA e VV	73
6	Sun	nário e	Conclusões	77
	6.1	Suges	tões para Trabalhos Futuros	82
	Rofe	rôncia		88

Agradecimentos

Agradeço a Deus pela oportunidade de realizar meus sonhos e pelo privilégio de poder aprender a cada dia que crer é também pensar.

Agradeço imensamente à minha mãe que desde cedo me incentivou e apoiou nesse meu "gosto pelos estudos". Ao meu pai e aos meus avós Leila e João por todo amor e carinho que recebi e por serem sempre o meu porto seguro. À Gislayne, Mayara, tias e tios queridos que compreenderam a minha ausência em momentos importantes de suas vidas.

Ao meu orientador Ilson Silveira por tornar possível a realização desta pesquisa, contribuindo com minha formação acadêmica e por acreditar em mim. Pessoas não são conhecidas por suas palavras, mas sim por suas atitudes, e é por essas que lhe serei eternamente grata. Aos colegas ao LaDO, Wellington, César, Ronaldo, André, Thalles e Biló; em especial à Ju, Soutelino e Lê pelos quais fui muito bem recebida e que estavam sempre prontos para ajudar nas difíceis tarefas das disciplinas;

À Leandro Calado pela co orientação direta na parte de modelagem hidrodinâmica do trabalho e pelas várias conversas em que aprendi bastante. À Com. Ana Cláudia de Paula, Felipe, Natália, Ricardo e Lu que me receberam com enorme carinho em Arraial do Cabo. E à Marinha do Brasil por me receber durante este período de visita científica, proporcinando-me o contato com o ambiente de pesquisa do Instituto de Estudo do Mar Almirante Paulo Moreira-IEAPM.

À minha amiga Ana Paula Krelling por sua ajuda direta na revisão deste documento. E por estar sempre presente em todos os momentos: de dia, de noite, de madrugada, no frio, na chuva e nas pizzas! E ao Coelho que me ajudou diversas vezes e com quem eu sempre podia contar nas horas dos problemas para os quais aparentemente

não haviam soluções cabíveis.

À minha turma: Augusto, João, Coelho, Paquito, Hermínio, Tom, Danny, Rafael, Marcelo e Berenice (Segura nós vamos bater!). Passamos por boas e não tão boas assim juntos! Meninos e Berê vocês são demais, foi muito bom estudar com vocês!

Ao Dr. Marcus Silva e ao Dr. Ricardo de Camargo pelas sugestões e correções que em muito contribuiram para o trabalho.

Ao CNPQ e à Fundespa pelas bolsas concedidas. E à PETROBRAS que cedeu gentilmente os dados aqui utilizados, provenientes do Projeto "Caracterização da Circulação Oceânica na Bacia do Espírito Santo e ao largo do Banco de Abrolhos" - Projeto Abrolhos.

Resumo

A região oceânica adjacente ao Embaiamento de Tubarão (ET) e ao Banco de Abrolhos (BAb) talvez seja uma das menos investigadas da margem continental brasileira. Estudos acerca da circulação nesta porção da costa atualmente restringem-se a trabalhos realizados na década de 80 e 90. Recentemente, estudos focando a atividade de mesoescala e a variabilidade sazonal da circulação ao largo da costa leste brasileira, tem relatado padrões de escoamento complexos e despertado o interesse da comunidade científica na compreensão da dinâmica local.

Buscando compreender o padrão de escoamento na região e dispondo de dados sinóticos dos anos de 2004 e 2005 provenientes do Projeto Abrolhos, este trabalho se propôs a estudar as principais feições encontradas na área em questão através de modelagem numérica. Com este intuito, o campo inicial foi construído através de dados hidrográficos sinóticos interpolados objetivamente com campos climatológicos mensais do *World Ocean Atlas 01*. Para tal, os perfis dos dados sinóticos e climatológicos foram adimensionalizados e redimensionalizados, com imagens termais de satélite e campo sintético de salinidade. Após a construção do campo inicial, foi realizada simulação numérica com o *Regional Ocean Modeling System* - ROMS, para os cenários de inverno (2004) e verão (2005).

No cenário de inverno foi identificado um anticiclone dentro do Embaiamento de Tubarão, aqui denominado Vórtice de Tubarão, entretanto o Vórtice de Vitória (VV) e o Vórtice de Abrolhos (VA) só foram encontrados no cenário de verão, estando o o VV associado a um anticiclone simétrico ao eixo da Corrente do Brasil. Os resultados refutam a hipótese de que os anticiclones ao largo do Banco de Abrolhos apresentariam a mesma estrutura dinâmica dos ciclones presentes no Embaiamento de Tubarão. Além disso, pode-se também, atestar a natureza não perene do VV.

Abstract

The region adjacent to the Tubarão Embayment and Abrolhos Bank is maybe one of the less investigated of the Brazillian continental margin. Studies about the cirulation in this area are currently restricted to studies carried out during the 80's and 90's. Recently, studies focusing the mesoscale activity and the seazonal variability of the circulation off the Brazillian eastern coast have reported complex flow patterns and raised attention of the scientific community to the lack of knowledge of the local dynamics.

In order to comprehend the flow pattern in the region, having synoptic data for 2004 and 2005 from the Abrolhos Project, this work aims to study the main features identified in the study area through numerical modelling. With this intent, the initial field was built through hydrographic synoptic data objectively interpolated with monthly climatological fields of the World Ocean Atlas 01. For that, the profiles of the synoptic and climatological data were non-dimensionalyzed and re-dimensionalyzed with thermal satellite images and synthetic salinity field. After the initial field was built, a numerical simulation with the Regional Ocean Modeling System - ROMS was carried out, for the winter (2004) and summer (2005) scenarios.

In the winter scenario an anticyclone, here named Tubarão Eddy, was identified inside the Tubarão Embayment, while the Vitória Eddy (VE) and the Abrolhos Eddy (AE) were only identified in the summer scenario, being the VE associated with an anticyclone symetric to the Brazil Current axis. The results deny the hypothesis that the anticyclones offshore the Abrolhos Bank present the same dynamical structure as the cyclones present in the Tubarão Embayment. Besides, we state the non-permanent nature of the VE.

Lista de Figuras

1.1	Síntese do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste ao longo da	
	margem continental brasileira, de acordo com padrões esquemáticos de grande	
	escala de <i>Stramma & England</i> [1999]. Extraído de [<i>Soutelino</i> , 2008]	3
1.2	Mapa batimétrico da área de estudo localizada na MCLB, destacando as princi-	
	pais feições topográficas. Construído a partir de dados batimétricos fornecidos	
	pela Diretoria de Hidrografia e Navegação – DHN da Marinha do Brasil e com	
	nomeclatura das feições baseada em <i>Palma et al.</i> [2008]	5
1.3	Composição dos métodos de amostragem utilizados para identificação do VV:	
	círculos e cruzes correspondem às perfilagens por CTD e XBT; e as linhas contínuas	
	às trajetórias dos 10 derivadores lançados. Fonte: <i>Schmid et al.</i> [1995]	8
1.4	Interpretação do padrão meandrante da CB como uma onda de Rossby baroclínica	
	a partir da imagem AVHRR do artigo de Schmid et al. [1995], realizada por Sil-	
	veira [2007]	10
1.5	VA identificado através de dados coletados por ADCP em 50 m, sobrepostos	
	por dados de derivador Soutelino et al. [2011]	11
1.6	Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas em 19°S segundo Soutelino	
	[2008]	11
2.1	Malha amaginal dan amaning (a) ARI o (b) ARII On sénanlan amanalan sama	
2.1	Malha amostral dos cruzeiros (a) ABI e (b) ABII. Os círculos amarelos corre-	
	spondem à localização das estações hidrográficas. As isóbaras estão represen-	
	tadas em linhas cinza contínuas e os números em preto correspondem às radi-	
	ais dos cruzeiros.	15

2.2	Campos mensais de temperatura (°C) e salinidade em superficie para os meses	
	de (a,c) Setembro e (b,d) Março, da base climatológica WOA01 [Boyer et al.,	
	2005]. As linhas pretas representam os contornos batimétricos de 200 m, 1000	
	m e 2500 m de profundidade	18
2.3	Mapas de TSM média (°C) do sensor MODIS para o período de realização dos	
	cruzeiros ABI e ABII. Painéis superiores: mês de setembro (a) Imagem Bruta	
	e (b) Imagem interpolada e alisada objetivamente. Painéis inferiores: mês de	
	março (a) Imagem Bruta e (b) Imagem interpolada e alisada objetivamente. As	
	linhas pretas representam os contornos batimétricos de 200 m, 1000 m e 3000 m	
	de profundidade	20
3.1	Fluxograma que representa as etapas para elaboração dos campos de T e S de	
	entrada para as simulações com o ROMS	23
3.2	Diagrama TS superficial do WOA01 em preto. Em vermelho, ajuste polinomial	
	da parte rasa e em verde, curva ajustada para a parte profunda dos meses de	
	(a) Setembro e (b) Março	25
3.3	Diferença entre a salinidade de superfície calculada e a original do WOA01	
	para os períodos correspondentes aos cruzeiros (a) ABI e (b) ABII. As linhas	
	pretas representam os contornos batimétricos em 200 m e 1000 m de profundi-	
	dade	26
3.4	Salinidade em superfície construída para os períodos correspondentes aos cruzeiro	S
	(a) ABI e (b) ABII. As linhas pretas representam os contornos batimétricos em	
	200 m e 1000 m de profundidade	27
3.5	Perfis de temperatura (°C) e salinidade da estação 74 do cruzeiro ABII local-	
	izada em aproximadamente 18°S e 37°W, mostrando a diferença entre os perfis	
	in situ, redimensionalizados e WOA01. Os valores observados in situ em su-	
	perfície são 28,61°C e 37,17 e os redimensionalizados são 28,30°C e 36,93	30
3.6	Exemplo de perfis de temperatura (°C) e salinidade da estação 24 do cruzeiro	
	ABII, localizada em 20°S e 39,7°W, em que optou-se por não utilizar a <i>adim/redim</i> .	30
3.7	(a) Adim/redim dos perfis de temperatura e salinidade por partes e (b) adim/redim	
	dos perfis inteiros	31
3.8	Correlação amostral dos dados hidrográficos do ABII	33

3.9	Grade retangular estruturada aplicada ao modelo. As linnas continuas pretas	
	correspondem às isóbatas de 200 m e de 1000 m	36
4.1	Fluxograma mostrando as etapas e principais configurações da realização dos	
	experimentos	38
4.2	Gráfico mostrando a estabilização da energia cinética de todo o domínio do	
	modelo, para o experimento com campo de massa fixo no tempo	39
4.3	Comparação entre as seções de anomalia de densidade potencial expressas em	
	$kg m^{-3} da Radial 2 do ABI. (a) in situ e (b) ROMS $	41
4.4	Comparação entre as seções de anomalia de densidade potencial expressas em	
	$kg m^{-3} da Radial 2 do ABII. (a) in situ e (b) ROMS $	42
4.5	Comparação entre as seções de velocidade da Radial 2 do ABI. (a) ROMS, (b)	
	MDC e (c) ADCP	44
4.6	Comparação entre as seções de velocidade da Radial 2 do ABII. (a) ROMS, (b)	
	MDC e (c) ADCP	45
5.1	Distribuições horizontais de temperatura(°C) e salinidade em superfície. (a) T	
	de inverno, (b) T de verão, (c) S de inverno, (d) S de verão. Os círculos bran-	
	cos representam as estações do respectivo cruzeiro, a máscara cinza é a faixa	
	batimétrica até 200 m de profundidade e a linha contínua preta é a isóbata de	
	1000 m	49
5.2	Distribuições horizontais de temperatura(°C) e salinidade em 200 m de pro-	
	fundidade. (a) T de inverno, (b) T de verão, (c) S de inverno, (d) S de verão.	
	Os círculos brancos representam as estações do respectivo cruzeiro, a máscara	
	cinza é a faixa batimétrica até 200 m de profundidade e a linha contínua preta	
	é a isóbata de 1000 m	50
5.3	Distribuições horizontais de temperatura(°C) e salinidade em 500 m de pro-	
	fundidade. (a) T de inverno, (b) T de verão, (c) S de inverno, (d) S de verão.	
	Os círculos brancos representam as estações do respectivo cruzeiro, a máscara	
	cinza é a faixa batimétrica até 500 m de profundidade e a linha contínua preta	
	é a isóbata de 1000 m	51

5.4	Distribuições horizontais de temperatura (°C) e salinidade em 800 m de pro-	
	fundidade. (a) T de inverno, (b) T de verão, (c) S de inverno, (d) S de verão.	
	Os círculos brancos representam as estações do respectivo cruzeiro, a máscara	
	cinza é a faixa batimétrica até 800 m de profundidade e a linha contínua preta	
	é a isóbata de 1000 m	52
5.5	Distribuições horizontais de temperatura(°C) e salinidade em 1000 m de pro-	
	fundidade. (a) T de inverno, (b) T de verão, (c) S de inverno, (d) S de verão.	
	Os círculos brancos representam as estações do respectivo cruzeiro, a máscara	
	cinza é a faixa batimétrica até 1000 m de profundidade e a linha contínua preta	
	é a isóbata de 1000 m	53
5.6	Seção de velocidade perpendicular à Radial 4 do cruzeiro ABI. Valores posi-	
	tivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul	55
5.7	Seção de velocidade perpendicular à Radial 3 do cruzeiro ABI. Valores posi-	
	tivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul	56
5.8	Seção de velocidade perpendicular à Radial 2 do cruzeiro ABI. Valores posi-	
	tivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul	57
5.9	Seção de velocidade perpendicular à Radial 1 do cruzeiro ABI. Valores posi-	
	tivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul	58
5.10	Mapas com vetores de velocidade para o cenário de inverno (a) em superfície	
	e (b) em 200 m de profundidade	60
5.11	Mapas com vetores de velocidade para o cenário de inverno (a) em 500 m e (b)	
	em 800 m de profundidade	61
5.12	Mapa com vetores de velocidade para o cenário de inverno em 1000 m de pro-	
	fundidade	62
5.13	Seção de velocidade perpendicular à radial 4 do cruzeiro ABII. Valores posi-	
	tivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul	63
5.14	Seção de velocidade perpendicular à Radial 6 do cruzeiro ABII. Valores posi-	
	tivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul	64
5.15	Seção de velocidade perpendicular à Radial 3 do cruzeiro ABII. Valores posi-	
	tivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul	65

5.16	Seção de velocidade perpendicular à radial 2 do cruzeiro ABII. Valores posi-	
	tivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul	66
5.17	Seção de velocidade perpendicular à radial 1 do cruzeiro ABII. Valores posi-	
	tivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul	68
5.18	Mapas com vetores de velocidade para o cenário de verão (a) em superfície e	
	(b) em 200 m de profundidade	70
5.19	Mapas com vetores de velocidade para o cenário de verão (a) em 500 m e (b)	
	em 800 m de profundidade	71
5.20	Mapa com vetores de velocidade para o cenário de verão em 1000 m de pro-	
	fundidade	72
5.21	Mapas de função de corrente em superfície para os cenários de (a) inverno e (b)	
	verão	75
5.22	Mapas com Número de Rossby superficial para os cenários de (a) inverno e (b)	
	verão	76

Lista de Tabelas

1.1	Limites de Temperatura e Salinidade das massas de água características do	
	Atlântico Sul. Fonte: Emilson [1961] e Sverdrup et al. [1942]	2
1.2	Características do VV de acordo com Schmid et al. [1995]. Os valores de trans-	
	porte foram calculados para um nível de referência de 600 m	9
2.1	Dados dos Cruzeiros Oceanográficos realizados pelos Projeto Abrolhos	16
2.2	Período correspondente aos dados de TSM	19
3.1	Erro médio quadrático para a salinidade das porções rasa e profunda de WOA01.	25
3.2	Comprimento de correlação e erro médio quadrático para cada cruzeiro	33
3.3	Dados do modelo	35
5.1	Quantidades dinâmicas do VV, VA e VT	74

Lista de Acrônimos

ΔRI	- Cri	zeiro	Ahro	lhoe	T
ADI	- C .EU	IZEIIO.	ADIO	11108	

ABII - Cruzeiro Abrolhos II

ACAS - Água Central do Atlântico Sul

ADCP - Acoustic Doppler Current Profiler

adim - adimensionalização

AFA - Água de Fundo Antártica

AIA - Água Intermediária Antártica

AO - Análise Objetiva

AOME - Análise Objetiva de Múltiplas Escalas

APAN - Água Profunda do Atlântico Norte

AT - Água Tropical

BAb - Banco de Abrolhos

BB - Banco Besnard

BiCSE - Bifurcação da Corrente Sul Equatorial

BRC - Banco Royal Charlotte

CAS - Corrente do Atlântico Sul

CB - Corrente do Brasil

CBA - Cadeia de Bancos Submarinos dos Abrolhos

CCI - Corrente de Contorno Intermediária

CCO - Corrente de Contorno Oeste

CCP - Corrente de Contorno Oeste Profunda

CNB - Corrente Norte do Brasil

CSE - Corrente Sul Equatorial

CVT - Cadeia de Bancos Submarinos Vitória-Trindade

EMQ - Erro Médio Quadrático

ET - Embaiamento de Tubarão

lc - Comprimento de correlação

MCLB - Margem Continental Leste Brasileira

MDC - Método Dinâmico Clássico

MSC - Monte Submarino Congress

PC - Plataforma Continental

redim - redimensionalização

ROMS - Regional Ocean Modeling System

S - Salinidade

SNB - Subcorrente Norte do Brasil

SS - Salinidade Sintética

T - Temperatura

 ${f TSM}\,$ - Temperatura da Superfície do Mar

VA - Vórtice de Abrolhos

VRC - Vórtice Royal Charlotte

VV - Vórtice de Vitória

WOA01 - World Ocean Atlas 2001

Capítulo 1

Introdução

1.1 Formação do Sistema de Correntes de Contorno Oeste no Atlântico Sul

A circulação oceânica é diretamente influenciada pelos sistema de ventos em grande escala, que na região subtropical geram giros anticiclônicos que transportam massa em direção ao Equador. O escoamento de retorno é realizado por jatos intensos e estreitos que fecham os giros subtropicais, as chamadas Correntes de Contorno Oeste (CCO) [Stommel, 1948; Munk, 1950]. Essas correntes são importantes no controle do clima global por transportarem calor meridionalmente para regiões mais frias nas bacias oceânicas, sendo que seu escoamento apresenta valores altamente energéticos e com registros de intensa atividade de mesoescala.

No Atlântico Sul, o Giro Subtropical é formado em superfície pela Corrente do Atlântico Sul (CAS) em seu limite sul, pelo braço sul da Corrente Sul Equatorial (CSE) em seu limite norte, Corrente de Benguela em sua porção leste e pela Corrente do Brasil (CB), CCO que fecha este giro [Stramma & England, 1999]. A CSE flui para oeste e, ao se aproximar da margem continental brasileira, bifurca-se ao longo da coluna de água em diferentes latitudes, dando origem a várias CCOs que formam um complexo padrão de circulação. A bifurcação da CSE (BiCSE) pode ser caracterizada em três camadas principais [Stramma & England, 1999]: camada superficial (0-150 m), picnoclínica (150-500 m) e intermediária (500-1000 m), cada uma associada a uma massa de água em particular.

As massas de água características do Oceano Atlântico Sul são: a Água Tropical (AT), superficial formada devido a intensa radiação e excesso de evaporação em relação a precipitação (*Emilson* [1961]). Abaixo desta encontra-se a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), formada a partir da Convergência Subtropical. Subjacente à ela, tem-se a Água Intermediária Antártica (AIA), seguida da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), e da Água de Fundo Antártica (AFA) (*Sverdrup et al.* [1942]). Os limites de temperatura e salinidade destas massas de água encontram-se na Tabela 1.1. De acordo com as camadas estabelecidas, associaremos a AT ao nível superficial, a ACAS ao nível picnoclínico e a AIA, ao nível intermediário.

Tabela 1.1: Limites de Temperatura e Salinidade das massas de água características do Atlântico Sul. Fonte: *Emilson* [1961] e *Sverdrup et al.* [1942]

Massa de Água	Limites de Temperatura (°C)	Limites de Salinidade
AT	T>20	S>36
ACAS	6 <t<20< td=""><td>34,6<s<36< td=""></s<36<></td></t<20<>	34,6 <s<36< td=""></s<36<>
AIA	3 <t<6< td=""><td>34,2<s<34,6< td=""></s<34,6<></td></t<6<>	34,2 <s<34,6< td=""></s<34,6<>
APAN	3 <t<4< td=""><td>34,6<s<35< td=""></s<35<></td></t<4<>	34,6 <s<35< td=""></s<35<>
AFA	T<0	S<34,7

Uma vez que a BiCSE ocorre nas três camadas citadas, há formação de correntes em sentidos opostos, isto é, uma fluindo para norte e outra para sul, em cada nível citado. No presente estudo serão descritas primeiramente as correntes originadas da BiCSE que fluem em direção ao pólo e, em seguida, as correntes que rumam em direção ao Equador.

Em superfície, a CB é formada em cerca de 15°S a partir da BiCSE e segue para sul transportando AT como uma corrente rasa, confinada em grande parte aos primeiros 200 m de coluna de água [*Miranda & Castro*, 1981; *Silveira et al.*, 1994]. Em 20°S, a CB recebe o aporte de BiCSE em nível picnoclínico, passando então a transportar AT e ACAS, tornando-se verticalmente mais espessa. Em 25°S, recebe o aporte da BiCSE em nível intermediário, o que faz com que ela ocupe cerca de 1000 m da coluna de água ao largo da costa sul brasileira.

Quanto às correntes que seguem em direção ao Equador, em 25°S, a BiCSE em nível

intermediário, dá origem à Corrente de Contorno Intermediária (CCI). Em 20°S, a CCI se une ao aporte da porção que segue para norte da BiCSE em nível picnoclínico, formando a Subcorrente Norte do Brasil (SNB). Na região na qual a SNB recebe a contribuição da BiCSE em superfície passa se chamar Corrente Norte do Brasil (CNB). Um esquema representativo da BiCSE em várias profundidades, baseado no trabalho de *Stramma & England* [1999] e *Böebel et al.* [1999], encontra-se na Figura 1.1.

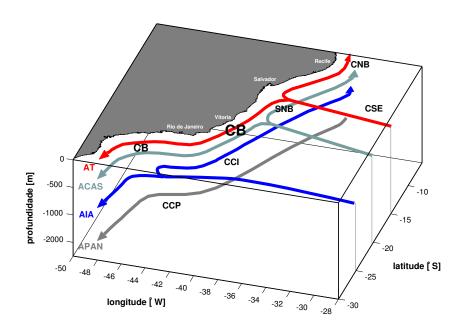


Figura 1.1: Síntese do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste ao longo da margem continental brasileira, de acordo com padrões esquemáticos de grande escala de *Stramma & England* [1999]. Extraído de [*Soutelino*, 2008].

A quarta camada é o domínio da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), transportada interhemisfericamente para o sul através da Corrente de Contorno Oeste Profunda (CCP). Atualmente, sabe-se que ao largo de Sergipe essa corrente se instabiliza e se quebra em grandes anticilones profundos [*Dengler et al.*, 2004]. Assim, estudos observacionais recentes como *Schott et al.* [2005, 2008], mostram que a sucessão de anéis anticiclonicos é ainda observada ao longo da Margem Continental Leste Brasileira (MCLB).

Até agora foi descrito, em grande escala, o complexo padrão de formação das CCOs

ao largo da costa brasileira. A partir daqui, iremos focar nossos esforços sobre MCLB, que segundo *França* [1979] está localizada entre as latitudes 4,3°S e 21°S.

1.2 Caracterização da MCLB e Bacia Oceânica Adjacente

A MCLB (Figura 1.2) é marcada por extremos em termos de largura da Plataforma Continental (PC). Apresenta uma PC estreita em sua porção norte, que se alarga no formato de bancos em seu trecho central, para em seguida estreitar-se novamente no Embaiamento de Tubarão (ET) no Espírito Santo. O setor é caracterizado por variações abruptas do gradiente na linha de quebra de plataforma e por forte declividade do trecho superior do talude (400 m-800 m). A bacia oceânica adjacente é caracterizada por bancos oceânicos com declividades acentuadas, que se estendem até próximo à superfície, como por exemplo, a Cadeia de Bancos Submarinos dos Abrolhos (CBA), de Vitória-Trindade (CVT) e o Banco Hotspur.

De \approx 5,5°S (Natal-RN) a \approx 15,5°S (Belmonte-BA) a PC varia de 8 km a 46 km de extensão. Ao largo da cidade de Belmonte, a PC alcança aproximadamente 115km de extensão sobre o Banco Royal Charlotte (BRC). Em direção ao Sul estreita-se novamente, para em seguida, formar o largo Banco de Abrolhos (BAb). Este se estende ao longo de 260 km de costa entre 17,3°S (Alcobaça-BA) e 19,6°S (Regência-ES). O BAb compreende uma área de 48.000 km² e é sobre ele que a plataforma alcança a extensão máxima do setor leste, 240 km. A configuração estrutural deste trecho, anômala aos demais, se deve a uma influência de atividade vulcânica pretérita que, aliada à contribuição de um maior aporte fluvial, culminou num considerável aumento da extensão da plataforma [*França*, 1979].

Entre 19,6°S (Regência-ES) e 20,9°S (Itapemirim-ES) a PC é estreita, alcançando em ≈19,8 (Aracruz-ES) o mínimo de 48 km, com quebra de plataforma em aproximadamente 80 m de profundidade. Na latitude da cidade de Vitória (20,2°S), a planície abissal é intercalada pela Cadeia Vitória-Trindade (CVT).

A complexa batimetria deste setor tem grande influência sobre o escoamento regional. A partir de simulações prognósticas com dados climatológicos, os resultados de *Silva et al.* [2009] sugerem que o BAb pode ser uma das causas para o meandramento

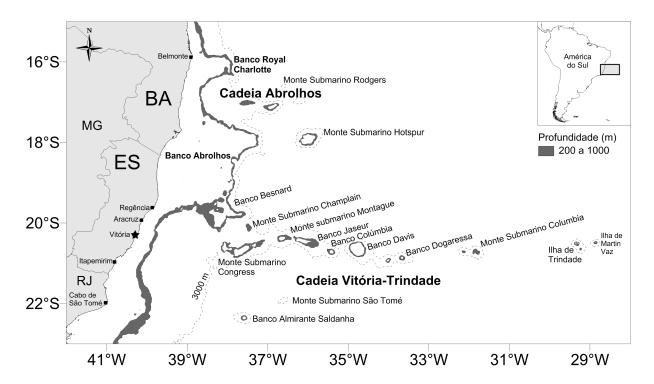


Figura 1.2: Mapa batimétrico da área de estudo localizada na MCLB, destacando as principais feições topográficas. Construído a partir de dados batimétricos fornecidos pela Diretoria de Hidrografia e Navegação – DHN da Marinha do Brasil e com nomeclatura das feições baseada em *Palma et al.* [2008].

da CB a sul de 20°S.

Na bacia oceânica adjacente à MCLB, o sistema estratificado da BiCSE, discutido na Seção 1.1, ocorre em nível superficial e picnoclínico. A CB se forma em $\approx 15^{\circ}$ S e ruma em direção ao pólo bordejando a PC. Ao passar pela CVT, em $\approx 20^{\circ}$ S, seu ramo principal se bifurca (*Evans & Signorini* [1985]). Dentro do ET ela se reorganiza, em forma de jato [*Evans et al.*, 1983] ou de meandro [*Schmid et al.*, 1995]. Recebe nessa região o aporte da BiCSE em nível picnoclínico, tornando-se mais espessa (0-700 m) [*Stramma & England*, 1999]. Ainda no ET, em nível picnoclínico, a CCI soma-se ao escoamento para norte resultante da BiCSE, formando a SNB. Esta, por sua vez, ao receber o aporte superficial da BiCSE forma a CNB a norte de 10°S [*Stramma et al.*, 1995].

Além desse complexo sistema de escoamento, a BiCSE, nos primeiros 400 m de coluna de água, possui variação sazonal de sua latitude de ocorrência. Encontra-se

mais próxima do Equador em novembro ($\approx 13^{\circ}$ S) e mais ao Sul em julho ($\approx 17^{\circ}$ S), segundo *Rodrigues et al.* [2007]. Neste trabalho, realizado através de cálculos geostróficos a partir de dados observacionais e posteriores experimentos numéricos, os autores atribuem esta variação a mudanças sazonais da faixa de rotacional nulo da tensão de cisalhamento do vento, em grande escala.

A variabilidade sazonal dos padrões de ventos gera mudanças no transporte de volume da CSE. Estes fatores, além de resultarem numa variação latitudinal da BiCSE, alteram a intensidade dos escoamentos da CB e da SNB. Quando, por exemplo, há um máximo de transporte da CSE, a BiCSE ocorre mais ao Norte, e o transporte da CB é superior em relação ao transporte da SNB. Quando há um mínimo de transporte da CSE, a BiCSE localiza-se mais ao sul, e o transporte da SNB é superior em relação ao da CB [Silva et al., 2009; Rodrigues et al., 2007].

Apesar da variação sazonal da região da BiCSE e da intensidade da CB e da SNB, estudos numéricos realizados por *Rezende et al.* [2011], estabelecem um padrão para a circulação nos primeiros 100 m de coluna de água em três regiões da MCLB. Entre 8°S e 13°S, a SNB apresenta-se como feição dominante, enquanto que a CB é um escoamento estreito e raso. Na região compreendida entre 13°S e 16°S a feição dominante seria sazonalmente alternada ora pela CB, ora pela SNB. Já de 16°S a 20°S, a CB seria a feição predominante. Em subsuperfície (100-500 m), no entanto, a SNB segue dominante e contínua ao norte de 20°S.

1.3 Atividade de Mesoescala no Sistema CB sobre a MCLB e Bacia Oceânica Adjacente

A CB é descrita usualmente na literatura como a mais fraca e rasa das CCOs subtropicais do oceano mundial. No entanto, é também conhecida por apresentar importante atividade de mesoescala, tais como vórtices, meandros e anéis [Silveira et al., 2008; Calado et al., 2010; Soutelino et al., 2011].

Além da dinâmica associada à variabilidade sazonal e espacial da região da BiCSE descrita acima, uma intensa atividade de mesoescala tem sido reportada na literatura [Rodrigues et al., 2007; Silva et al., 2009; Soutelino et al., 2011; Rezende et al., 2011]. Feições

tanto ciclônicas como anticiclônicas associadas ao escoamento principal da CB compõem o cenário sinótico local.

Soutelino et al. [2011] sugerem que a norte de 20°S a CB é um escoamento dominado por vórtices, que seriam gerados pela combinação do efeito da complexa batimetria local com a instabilidade baroclínica, resultante do cisalhamento vertical CB-SNB. Os resultados das simulações de *Rezende et al.* [2011] na mesma região mostram vórtices bem definidos, desprendendo-se do escoamento principal, transladando tanto para norte (ciclônicos) quanto para sul (anticiclônicos) e interagindo com a plataforma continental.

Vórtice é definido por *Kundu* [1990] como uma feição oceanográfica, em que as linhas de corrente se movem em conjunto com o fluido e que apresentam tubo de vórtice constante no tempo. Consideraremos aqui, o vórtice como um meandro de um escoamento básico que se fecha e o anel como um vórtice que se desprende deste escoamento.

Atualmente, as feições documentadas na área da BiCSE através de observações, são o Vórtice de Vitória e dois anticiclônes centrados em 19°S e 17°S [*Miranda & Castro*, 1981; *Schmid et al.*, 1995; *Gaeta et al.*, 1999; *Soutelino et al.*, 2011], que aqui denominaremos como Vórtice de Abrolhos e de Royal Charlotte, respectivamente. Adicionalmente, informações resultantes de modelagem numérica podem ser encontradas nos trabalhos de *Campos* [2006] e *Silva et al.* [2009].

Os Vórtices de Abrolhos (VA) e de Royal Charlotte (VRC) foram identificados recentemente por *Soutelino et al.* [2011]. Todavia, não era parte do escopo do trabalho descrições detalhadas destas feições. Logo, sabe-se o local de ocorrência dos mesmos, mas características como extensão vertical, horizontal, transporte, perenidade e sazonalidade não foram investigadas.

Ao contrário dos anticiclones acima, o Vórtice de Vitória (VV) foi descrito e analisado por [*Schmid et al.*, 1995]. Sua interação com a plataforma e perenidade foram discutidas por [*Gaeta et al.*, 1999] e os possíveis movimentos de translação relatados por [*Campos*, 2006]. A bibliografia, entretanto, é divergente quanto à sua extensão vertical, processo de formação e perenidade. Maiores detalhes quanto ao estudo desses vórtices serão dados nas Seções 1.3.1 e 1.3.2 seguintes.

1.3.1 Circulação ao largo do Embaiamento de Tubarão

Schmid et al. [1995] foram os primeiros a descrever, através de imagens termais, derivadores e dados hidrográficos, o VV (Figura 1.3). Esse foi caracterizado como uma feição ciclônica, rasa e assimétrica, com o escoamento da CB sobreposto ao seu lado leste. As principais características reportadas podem ser conferidas na Tabela 1.2.

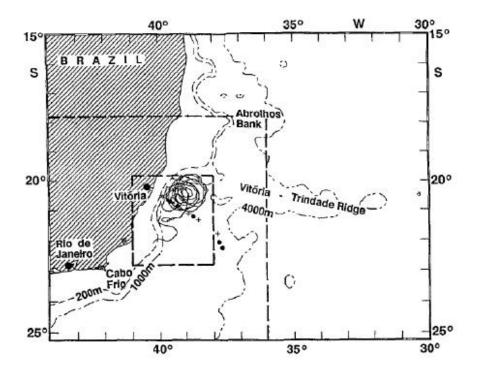


Figura 1.3: Composição dos métodos de amostragem utilizados para identificação do VV: círculos e cruzes correspondem às perfilagens por CTD e XBT; e as linhas contínuas às trajetórias dos 10 derivadores lançados. Fonte: *Schmid et al.* [1995].

Os dados hidrográficos analisados por estes autores mostraram um núcleo homogêneo frio e menos salino que o entorno, com cerca de 25 km de diâmetro. Esta água mais fria seria oriunda principalmente da ressurgência local e aprisionada possivelmente pelo vórtice.

Schmid et al. [1995] sugerem que o mecanismo de ressurgência seria o fator que desencadearia o meandramento da CB e posterior formação do VV. No entanto, Gaeta et al. [1999], reportam dados de derivador (Low Cost Drifter/WOCE standard) em julho de 1997, capturado por uma circulação ciclônica na região de ocorrência do VV,

Tabela 1.2: Características do VV de acordo com <i>Schmid et al.</i> [1995]. Os valo	res de
transporte foram calculados para um nível de referência de 600 m.	

Características	Schmid et al. [1995]	
Formato	aproximadamente circular	
Extensão horizontal	\approx 50 km de raio	
Extensão vertical	350 m	
Velocidade máxima para sul	$0.5 \ {\rm m \ s^{-1}}$	
Transporte para sul	7,4 Sv	
Velocidade máxima para norte	$0.4 \mathrm{m \ s^{-1}}$	
Transporte para norte	2,4 Sv	

embora não tenham encontrado evidências de ressurgência em imagens termais. E, a partir disso, além de supor a sua perenidade, sugerem que a geração do vórtice está ligada ao efeito topográfico na passagem da CB pelo canal de Vitória. E que a ressurgência local durante o verão e a primavera, apenas fortaleceria a circulação ciclônica.

Em contrapartida, estudos realizados por *Silveira et al.* [2008] e *Calado et al.* [2010] atribuem ao cisalhamento vertical, associado à presença da CCI subjacente à CB, o mecanismo gerador do VV, Vórtice do Cabo de São Tomé (22°S) e Vórtice de Cabo Frio (23°S). Esses seriam cristas e cavados de uma onda de instabilidade baroclínica, como apresentado na Figura 1.4.

A análise de dados provenientes de derivadores realizada por *Schmid et al.* [1995], mostrou o VV com um movimento de translação pouco expressivo, primeiramente para nordeste paralelo à quebra de plataforma, e em seguida, ao atingir a CVT passa a se deslocar para sul.

Em estudos mais recentes, por meio de modelagem numérica *Campos* [2006] relata dois tipos de movimento de translação para o vórtice. Um deles é semelhante ao encontrado por *Schmid et al.* [1995] já o outro indica que o VV continua o movimento para nordeste ultrapassando a CVT.

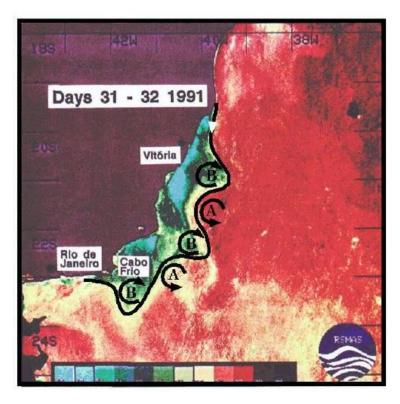


Figura 1.4: Interpretação do padrão meandrante da CB como uma onda de Rossby baroclínica a partir da imagem AVHRR do artigo de *Schmid et al.* [1995], realizada por *Silveira* [2007].

1.3.2 Circulação ao largo do Banco de Abrolhos

Ao contrário do VV, o VA é uma feição ciclônica, centrada em 19°S, embebida no lado leste da CB e identificada recentemente por *Soutelino et al.* [2011]. Os autores utilizaram dados de ADCP, derivadores e resultados de um modelo global, para descreverem o padrão de circulação da CB a norte de 20°S (Figura 1.5).

Soutelino [2008], utilizando dados hidrográficos coletados em fevereiro de 2005 e Método Dinâmico Referenciado com velocidades de ADCP para o cálculo das velocidades baroclínicas, relata um cenário de verão, em 19°S (Figura 1.6), a CB fluindo para sul confinada aos primeiros 250 m da coluna de água, com velocidades máximas da ordem de 0,30 m s $^{-1}$ e transporte em torno de 2,8 Sv. A SNB segue logo abaixo transportando 13,1 Sv.

É importante salientar os esforços de *Miranda & Castro* [1981] que a partir de uma única radial hidrográfica centrada em 19°S, descreveram através de níveis isanostéricos, referenciados em média em 480 dbar, uma CB intensa fluindo a 0,72 m s $^{-1}$, confinada em mais de 50% de seu volume acima dos 200 m de profundidade, transportando cerca

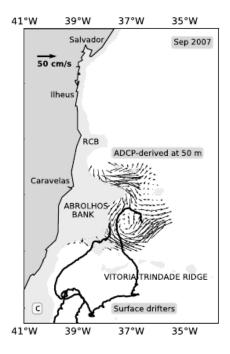


Figura 1.5: VA identificado através de dados coletados por ADCP em 50 m, sobrepostos por dados de derivador *Soutelino et al.* [2011].

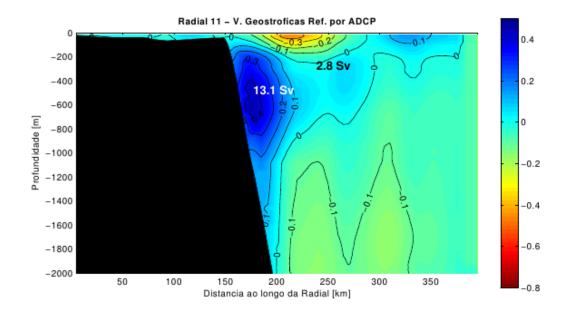


Figura 1.6: Seção vertical de velocidades baroclínicas absolutas em 19°S segundo *Soutelino* [2008].

de 5,5 Sv e associada a um contraescoamento de 0,17 m s $^{-1}$. Ao confrontar os resultados de *Miranda & Castro* [1981] com o trabalho de *Soutelino et al.* [2011] interpretamos

a seção em 19°S como representante do VA.

1.4 Hipótese Científica

A revisão bibliográfica realizada mostra a escassez de análises mais detalhadas acerca das feições de mesoescala ao largo do ET e do BAb. Isso nos motiva a formular as seguintes questões:

- ✓ qual é a extensão vertical e horizontal do VA?
- ✓ a extensão vertical do VV seria de 350 m como descrito por *Schmid et al.* [1995] ou de 1000 m como sugerido por *Silveira et al.* [2008]?
- √ qual é o volume da CB que recircula nessas feições?
- ✓ Os vórtices de VV e VA são perenes?
- ✓ O anticiclones ao largo do BAb são estruturalmente semelhantes aos ciclones encontrados na região sudeste?

A hipótese científica, que sintetiza as questões levantadas acima, a ser testada é: "Os anticiclones ao largo do Banco de Abrolhos possuem a mesma estrutura dinâmica dos ciclones no Embaiamento de Tubarão."

1.5 Objetivos

O objetivo central deste trabalho é a descrição e caracterização dinâmica das feições de mesoescala ao largo do BAb nos primeiros 1000 m de coluna de água. Para tal, têm-se os seguintes objetivos específicos:

- √ Construção de campos tridimensionais de velocidade a partir de conjuntos quasesinóticos de dados hidrográficos esparsos na região de estudo.
- √ Cálculo de transporte de volume e estimativa do número de Rossby para as feições de mesoescala.

✓ Determinação da composição de massas de água dentro das feições de mesoescala.

Descreveremos no Capítulo 2 os conjuntos de dados utilizados neste trabalho. No Capítulo 3 serão explicados os passos metodológicos. O Capítulo 4 será dedicado aos experimentos numéricos, o Capítulo 5 à descrição e discussão dos resultados e no Capítulo 6 será apresentado o sumário e as conclusões do trabalho.

Capítulo 2

Conjunto de Dados

Os dados hidrográficos analisados neste trabalho foram coletados através de perfilador CTD (*Fallmounth Scientific Instruments Inc. - FSI*), a bordo do navio *N. Oc. Prof. W. Besnard*. Os cruzeiros foram conduzidos dentro do escopo do Projeto "Caracterização da Circulação Oceânica na Bacia do Espírito Santo e ao largo do Banco de Abrolhos" - Projeto Abrolhos, realizado numa parceria entre o IOUSP e a empresa PETROBRAS e financiado integralmente pela PETROBRAS.

2.1 Projeto Abrolhos

O Projeto Abrolhos foi efetuado em dois cruzeiros. O primeiro cruzeiro, ABRO-LHOS I (ABI), foi realizado em setembro de 2004, com o intuito de registrar um cenário sinótico de inverno. Já o segundo, ABROLHOS II (ABII), foi realizado de forma semelhante em março de 2005, a fim de descrever um cenário típico de verão. Os dados dos cruzeiros, assim como sua malha amostral, estão sumarizados na Tabela 2.1 e na Figura 2.1.

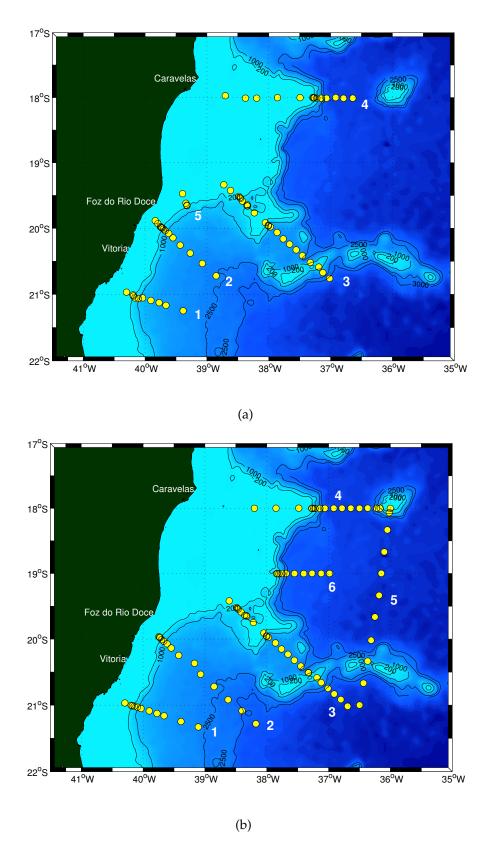


Figura 2.1: Malha amostral dos cruzeiros (a) ABI e (b) ABII. Os círculos amarelos correspondem à localização das estações hidrográficas. As isóbaras estão representadas em linhas cinza contínuas e os números em preto correspondem às radiais dos cruzeiros.

Dados dos cruzeiros	ABI	ABII
Período de realização	09-17/09/2004	12-22/03/2005
Número de estações	66	88
Número de radiais	4	6
Latitude mínima	17,5°S	18°S
Latitude máxima	21,5°S	21,5°S
Longitude mínima	36,5°S	36°S
Longitude máxima	40,5°S	40,5°S
Profundidade máxima perfilada	3804 m	4049 m

Tabela 2.1: Dados dos Cruzeiros Oceanográficos realizados pelos Projeto Abrolhos.

Os dados coletados referentes aos dois cruzeiros passaram por um pré processamento, necessário para a retirada de ruídos provenientes da comunicação entre o CTD e a unidade de bordo, ou ainda de possíveis falhas eletrônicas (*spikes*). Para tal, a cada 10 m foram eliminados os valores que fossem superiores (inferiores) a ele mesmo somado (subtraído) de três vezes o desvio padrão na referida faixa de profundidade, uma vez que 99,7% destes valores encontram-se a uma distância da média inferior a três vezes o desvio padrão. Após esse procedimento os perfis foram equi espaçados, e em seguida, realizou-se a *filtragem por janela móvel*.

Nesse procedimento os valores de temperatura e condutividade são substituídos, em cada metro da coluna de água, por uma média ponderada entre eles mesmos e valores adjacentes. O tamanho da janela utilizada corresponde aos valores adjacentes incluídos na média, enquanto que o tipo de janela determina a distribuição dos pesos em relação ao valor central. Neste trabalho foram utilizados diferentes tamanhos de janela para cada perfil, da seguinte forma: em estações mais rasas do que 100 m, aplicou-se uma janela de 5 m. Para estações de profundidade entre 100 e 500 m, utilizou-se uma janela de 21 m. No restante das estações utilizou-se uma janela de 31 m. A janela aplicada foi do tipo *Hanning*, por essa promover uma distribuição de pesos de forma gaussiana, que privilegia a medida central.

Para que a investigação destes dados através de modelagem numérica fosse possível, utilizou-se dados climatológicos do *World Ocean Atlas 2001* como *background* para a construção de campos iniciais. A partir de imagens termais do satélite MODIS, os dados hidrográficos e climatológicos foram aproximados aos valores médios do período

de cada cruzeiro. A metodologia aplicada será melhor descrita no Capítulo 3.

2.2 World Ocean Atlas 2001

Os dados climatológicos aqui utilizados correspondem a médias mensais de temperatura e salinidade provenientes do *World Ocean Atlas* 2001 (WOA01) [*Boyer et al.*, 2005]. Os dados são oriundos de interpolação via análise objetiva, a partir do *World Ocean Database* 2001. A climatologia é disponibilizada em profundidades padrões, desde a superfície até 5500 m de profundidade, com resolução espacial horizontal de 0,25°. Essa resolução possibilita com maior acurácia a identificação de feições de meso escala. Na Figura 2.2 é possível visualizar os campos climatológicos superficiais de temperatura e salinidade utilizados neste estudo.

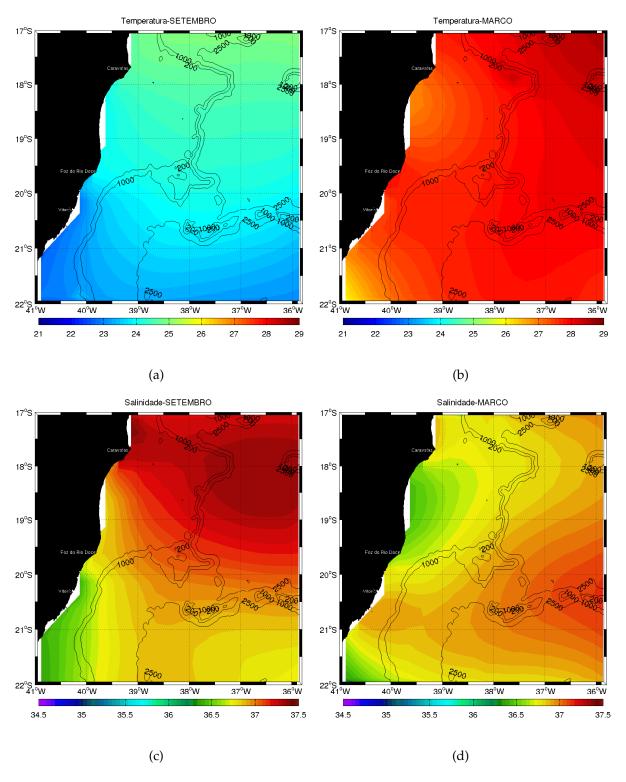


Figura 2.2: Campos mensais de temperatura (°C) e salinidade em superfície para os meses de (a,c) Setembro e (b,d) Março, da base climatológica WOA01 [Boyer et al., 2005]. As linhas pretas representam os contornos batimétricos de 200 m, 1000 m e 2500 m de profundidade.

2.3 Imagens termais do satélite MODIS

Foram utilizadas imagens termais noturnas do satélite MODIS, com nível 3 de tratamento. As imagens correspondem a uma média de 8 dias da data mais próxima do período de coleta dos cruzeiros, como consta na Tabela 2.2. Apesar de serem médias de 8 dias ainda houve poucas e pequenas áreas com ausência de dados devido a cobertura por nuvens. Uma vez que as áreas eram pequenas e isoladas, optou-se pela utilização de interpolador linear simples para que todo o domínio apresentasse valores. As imagens de temperatura da superfície do mar (TSM) foram suavizadas através de interpolação por análise objetiva para torná-las aptas para posteriores cálculos, especificados no Capítulo 3, uma vez que as mesmas, brutas, são demasiadamente ruidosas para este fim. As imagens utilizadas, brutas e tratadas encontram-se na Figura 2.3

Tabela 2.2: Período correspondente aos dados de TSM.

Data	Sensor	Propriedade
13 a 20/09/2004	MODIS	Média TSM para o período
14 a 21/03/2005	MODIS	Média TSM para o período

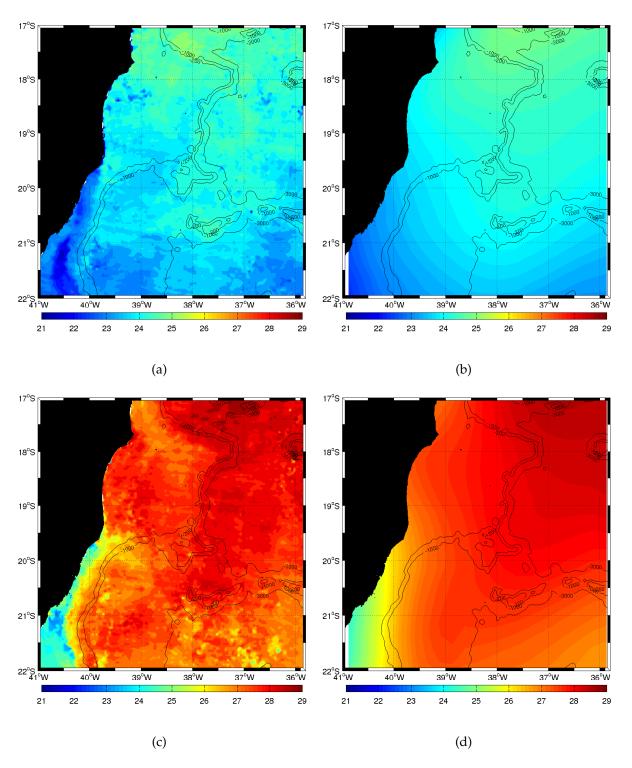


Figura 2.3: Mapas de TSM média (°C) do sensor MODIS para o período de realização dos cruzeiros ABI e ABII. Painéis superiores: mês de setembro (a) Imagem Bruta e (b) Imagem interpolada e alisada objetivamente. Painéis inferiores: mês de março (a) Imagem Bruta e (b) Imagem interpolada e alisada objetivamente. As linhas pretas representam os contornos batimétricos de 200 m, 1000 m e 3000 m de profundidade.

Capítulo 3

Metodologia

O objetivo deste trabalho é descrever e caracterizar dinamicamente as estruturas de mesoescala presentes ao largo do BAb. Para tal, tem-se disponível além dos dados hidrográficos, dois conjuntos de dados de velocidades para cada cruzeiro coletados com ADCP de casco.

Como o alcance máximo dos dados de ADCP de casco (≈ 200 m) não contemplavam toda a extensão da coluna de água que se pretendia estudar optou-se pela utilização desses dados apenas para validação dos resultados gerados pela metodologia que será exposta.

A obtenção de campos de velocidade através de dados de temperatura e salinidade pode ser feita através do Método Dinâmico [Sandström & Helland-Hansen, 1903] ou por meio de simulações numéricas [Lima, 1997; Onken et al., 2003]. Os modelos numéricos apresentam vantagens sobre o Método Dinâmico por não estarem sujeitos, principalmente, à escolha de um nível de referência arbitrário.

Lima [1997] utilizou com sucesso uma versão seccional do modelo *Princeton Ocean Model*, o POMsec, para obter seções de velocidade baroclínica absoluta. *Onken et al.* [2003] através da assimilação de dados de temperatura e salinidade, utilizando o modelo *Harvard Prediction System* (HOPS), obteve campos tridimensionais de velocidade dinâmicamente consistentes. Neste trabalho, optamos pela utilização do *Regional Ocean Modeling System* (ROMS), onde foram inseridos dados hidrográficos, para obtermos campos tridimensionais de velocidade.

3.1 Síntese da Abordagem Metodológica

O cerne da metodologia resumida a seguir é gerar campos tridimensionais de temperatura (T), salinidade (S) e velocidade dinamicamente ajustados a partir de observações hidrográficas esparsas de natureza quase sinótica. Esta metodologia é baseada nos conceitos desenvolvidos por *Ezer & Mellor* [1994], *Gangopadhyay et al.* [1997], *Onken et al.* [2003] e *Calado et al.* [2008, 2010].

Após o tratamento dos dados hidrográficos, descrito na Seção 2.1, esses e os dados climatológicos foram aproximados à valores médios do período de cada cruzeiro. Para isso T e S foram adimensionalizados, e em seguida, redimensionalizados com TSM e salinidade sintética (SS) em superfície e valores climatológicos do mês correspodente no fundo. Logo depois, foi realizada a interpolação entre os referidos conjuntos de dados, via análise objetiva de múltiplas escalas para a construção dos campos iniciais do modelo.

A partir daí, o modelo foi inicializado com o campo de massa fixo no tempo, até que a energia cinética total se estabilizasse, para então ser reinicializado com os campos de T e S evoluindo no tempo por um período inercial, para que o campo de massa se ajustasse melhor à topografia e minimizasse ruídos devido à quase sinoticidade e fenômenos de mais alta frequência inadequadamente capturados pela amostragem.

As etapas de construção do campo inicial descritas nos parágrafos acima, foram detalhadas no fluxograma da Figura 3.1 e pormenorizadas nas seções seguintes.

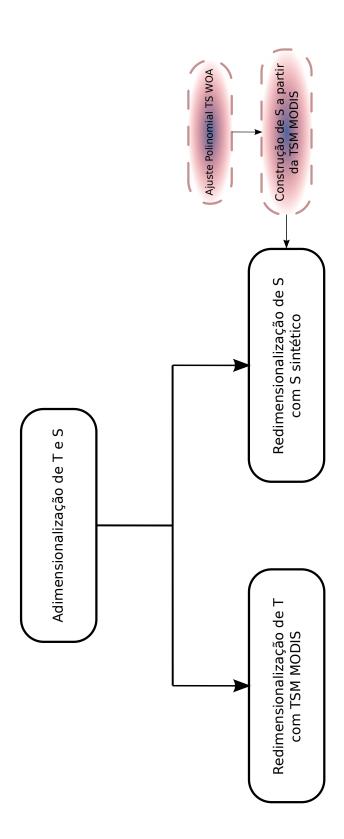


Figura 3.1: Fluxograma que representa as etapas para elaboração dos campos de T e S de entrada para as simulações com o ROMS.

3.2 Construção do Campo de Salinidade Sintética (SS)

A construção de um campo inicialmente mais sinótico nas simulações será feito, como já mencionado, através da adimensionalização e da redimensionalização dos campos de temperatura e salinidade. Os valores de temperatura de superfície, foram extraídos do campo alisado médio de TSM oriundo do MODIS (Figura 2.3b e 2.3d). No entanto, não há dados pretéritos de salinidade via sensores remotos, por ser essa uma tecnologia recente, tendo em vista que o satélite Aquarius, capaz de coletar salinidade da superfície do mar, foi lançado em 10 de junho de 2011.

A construção de perfis verticais de salinidade, a partir de dados de temperatura via ajuste polinomial, é uma técnica frequentemente utilizada para a obtenção de perfis de salinidade, a partir de dados de XBT [*Miranda*, 1985]. Por conta disso, decidimos investigar se era possível encontrar e estimar uma relação horizontal dos campos de T e S superficiais do WOA01 para os meses de março e setembro.

Para isso, tentamos obter um ajuste polinomial sobre a PC (raso) e outro para o oceano profundo para cada mês de realização dos cruzeiros. O ajuste por partes baseado na relação superficial do WOA01 para os meses de março e setembro pode ser conferido na Figura 3.2.

O ajuste por partes foi possível pois nessa área, a PC e a região do talude/sopé estão associados à diferentes massas de água. Apesar da quebra de plataforma ocorrer em aproximadamente 80 m de profundidade na região, o melhor ajuste encontrado foi com o limite sobre a isóbata de 200m e 9 graus de liberdade tanto para o ajuste raso quanto para o ajuste profundo dos dois cruzeiros.

A diferença entre a salinidade calculada a partir da temperatura do WOA01 e a salinidade climatológica encontra-se na Figura 3.3, o erro médio quadrático (EMQ) associado para cada mês pode ser conferido na Tabela 3.1. Na Figura 3.4 encontram-se os campos de salinidade construídos a partir do campo de TSM do MODIS.

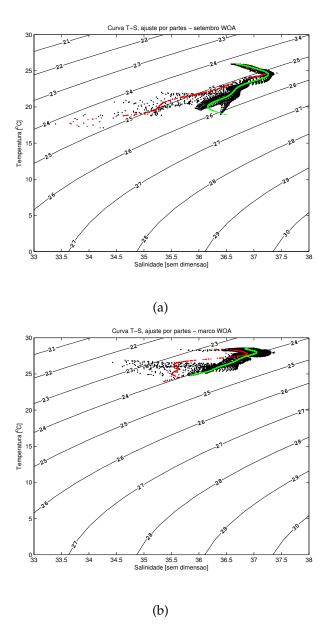
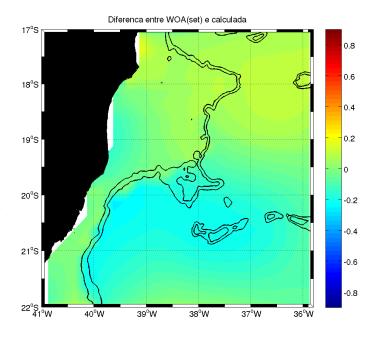


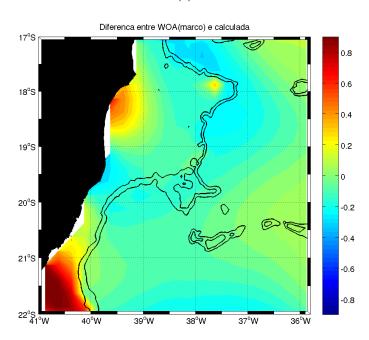
Figura 3.2: Diagrama TS superficial do WOA01 em preto. Em vermelho, ajuste polinomial da parte rasa e em verde, curva ajustada para a parte profunda dos meses de (a) Setembro e (b) Março.

Tabela 3.1: Erro médio quadrático para a salinidade das porções rasa e profunda de WOA01.

	WOA01-set	WOA01-mar
EMQ(raso)	3,19*10 ⁻⁵	0,19
EMQ(profundo)	$4,74*10^{-4}$	0,22



(a)



(b)

Figura 3.3: Diferença entre a salinidade de superfície calculada e a original do WOA01 para os períodos correspondentes aos cruzeiros (a) ABI e (b) ABII. As linhas pretas representam os contornos batimétricos em 200 m e 1000 m de profundidade.

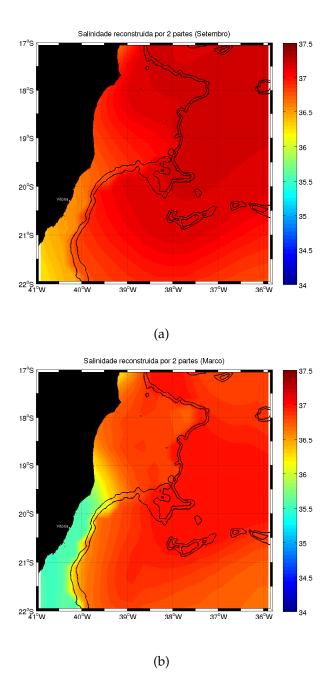


Figura 3.4: Salinidade em superfície construída para os períodos correspondentes aos cruzeiros (a) ABI e (b) ABII. As linhas pretas representam os contornos batimétricos em 200 m e 1000 m de profundidade.

3.3 Adimensionalização e Redimensionalização dos Perfis Hidrográficos

A adimensionalização conserva o gradiente vertical das propriedades, possibilitando que novos valores sejam aplicados à superfície e ao fundo [*Calado et al.*, 2008]. No presente trabalho ela foi utilizada como uma forma de aproximar os valores de T e S aos valores médios do período dos cruzeiros.

Os dados hidrográficos e climatológicos foram adimensionalizados de acordo com a Equação 3.1 [*Gangopadhyay et al.*, 1997], e posteriormente redimensionalizados com TSM e SS na superfície e valores climatológicos mensais no fundo (Equação 3.2). Na Figura 3.5 é possível conferir a diferença entre os perfis originais e os redimensionalizados

$$\phi(z) = \frac{P(z) - P_f}{P_s - P_f} \tag{3.1}$$

$$P2(z) = [P_s - P_f]\phi(z) + P_f$$
 (3.2)

onde P(z) é o perfil de estrutura vertical de uma propriedade, os subíndices s e f na equação 3.1 são os valores superficial e de fundo da propriedade. E na Equação 3.2 correspondem à valores de TSM e climatológicos no fundo. $\phi(z)$ é o perfil adimensional da propriedade e P2(z), o novo perfil redimensionalizado.

A adimensionalização/redimensionalização (*adim/redim*) dos perfis de temperatura e salinidade gerou resultados compatíveis com os reais em perfis típicos e mais profundos que a quebra da plataforma continental (Figura 3.5).

Sobre a plataforma continental os resultados foram inconsistentes. Essa porção da coluna de água apresenta uma variabilidade diretamente influenciada por processos físicos locais e de escala de tempo mais curta que os processos ditos oceânicos. Os valores de suas propriedades apresentaram uma alta variabilidade, ao serem redimensionalizados, o que gerou gradientes não condizentes com os reais (Figura 3.6). Logo, optou-se por não *adim/redim* os perfis sobre a PC. Isto acarreta uma descontinuidade nos campos de T e S. Todavia, como a PC não é a região de interesse do presente trabalho, assume-se que os erros associados a esta descontinuidade não afetarão os

processos baroclínicos de mesoescala da região.

A técnica mostrou-se aplicável em profundidades superiores a da quebra da plataforma, todavia nos perfis de salinidade sobre o VV, foram gerados gradientes que o intensificariam com valores irreais (Figura 3.7b). Nessas estações a *adim/redim* foi realizada em duas camadas: superfície à base da termoclina e base da termoclina ao fundo (Figura 3.7a) para S, e de igual maneira para T.

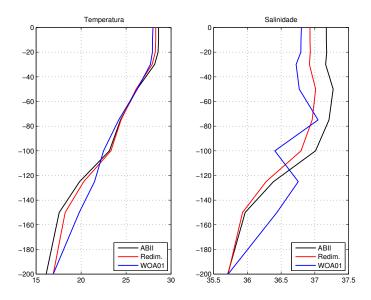


Figura 3.5: Perfis de temperatura (°C) e salinidade da estação 74 do cruzeiro ABII localizada em aproximadamente 18°S e 37°W, mostrando a diferença entre os perfis *in situ*, redimensionalizados e WOA01. Os valores observados *in situ* em superfície são 28,61°C e 37,17 e os redimensionalizados são 28,30°C e 36,93.

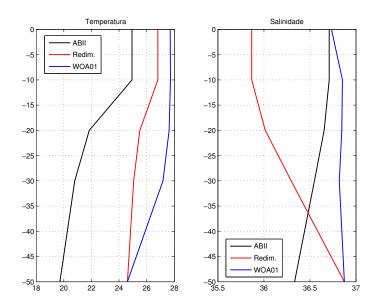


Figura 3.6: Exemplo de perfis de temperatura (°C) e salinidade da estação 24 do cruzeiro ABII, localizada em 20°S e 39,7°W, em que optou-se por não utilizar a *adim/redim*.

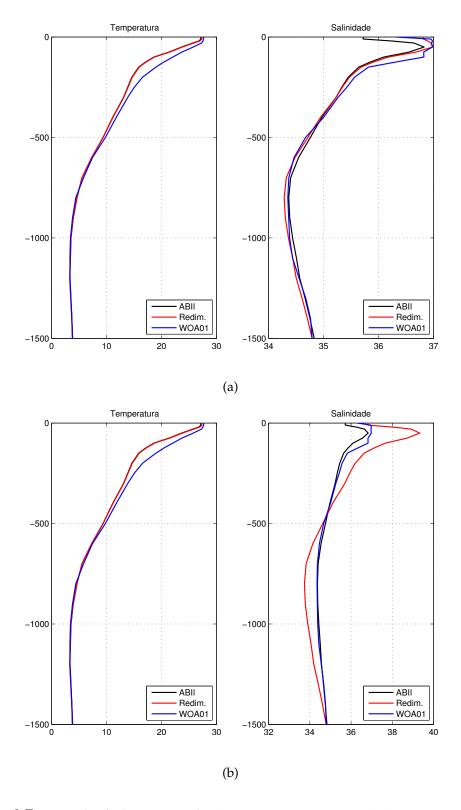


Figura 3.7: (a) *Adim/redim* dos perfis de temperatura e salinidade por partes e (b) *adim/redim* dos perfis inteiros.

3.4 Análise Objetiva de Múltiplas Escalas (AOME)

A análise objetiva (AO) é uma técnica de interpolação por mínimos quadrados, que se utiliza de uma função peso dependente da grade amostral. Esta ferramenta também faz uso do Teorema de Gauss-Markov, garantindo assim a não correlação entre os erros das observações de diferentes estações oceanográficas. Esta técnica foi inicialmente aplicada essencialmente a campos meteorológicos estacionários, homogêneos e isotrópicos [*Gandin*, 1965], sendo posteriormente aprimorada para aplicações oceanográficas.

No trabalho de *Carter & Robinson* [1987] a AO foi aperfeiçoada, tornando possível a utilização da mesma em campos anisotrópicos, bem como a interpolação em quatro dimensões (**x**,**y**,**z** e **t**) entre dois campos com diferentes escalas, sendo o resultado deste aperfeiçoamento chamado Análise Objetiva de Múltiplas Escalas (AOME). A função de correlação desta ferramenta obedece ao esquema da AO, e é dada abaixo na forma gaussiana anisotrópica para campos estacionários.

$$C(x_j, y_j, t_j, x_i, y_i, t_i) = (1 - a^2)e^{(b^2)}$$
(3.3)

onde

$$a^2 = \frac{R_x^2}{X_{zero}^2} + \frac{R_y^2}{Y_{zero}^2}; (3.4)$$

$$b^{2} = -0.5 \left(\frac{R_{x}^{2}}{X_{decay}^{2}} + \frac{R_{y}^{2}}{Y_{decay}^{2}} \right); \tag{3.5}$$

sendo

$$R_x = x_p \cos(\phi) + y_p \sin(\phi) \tag{3.6}$$

$$R_y = y_p \cos(\phi) + x_p \sin(\phi) \tag{3.7}$$

$$\phi = lc_{rot} - grid_{rot} \tag{3.8}$$

$$x_p = x_j - x_i; y_p = y_j - y_i; (3.9)$$

Onde X_{zero} e Y_{zero} é a escala de correlação cruzada nula zonal e meridional, e X_{decay} e Y_{decay} é a escala de decorrelação zonal e meridional, respectivamente. Os parâmetros R_x e R_y são funções do ângulo de rotação da grade $(grid_{rot})$, lc_{rot} é a orientação dos comprimentos de correlação das posições dos pontos de grade x_p e y_p .

A escolha de um comprimento de correlação (lc) para os conjuntos de dados, é um ponto importante, uma vez que quanto maior ele for, maior será a filtragem espacial, o que reduz os erros associados à interpolação, mas também a resolução das estruturas mapeadas [*Calado*, 2006]. O lc foi calculado a partir dos dados hidrográficos em superfície, através de um ajuste não-linear que forneceu valores para cada cruzeiro (Tabela 3.2. O lc para os dados de WOA01 foi de 300 km, valor baseado no cálculo de *Calado* [2006] para o mesmo conjunto de dados. A correlação amostral é apresentada na Figura 3.8.

Tabela 3.2: Comprimento de correlação e erro médio quadrático para cada cruzeiro.

	ABI	ABII
lc	116 km	123 km
erro	0,028	0,026

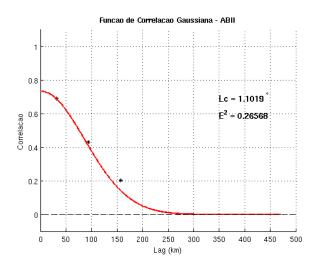


Figura 3.8: Correlação amostral dos dados hidrográficos do ABII.

A AOME possibilitou uma interpolação não tendenciosa e de mínima variância entre os dados sinóticos e climatológicos, tornando possível a construção do campo inicial utilizado no modelo numérico.

3.5 O Modelo Numérico

O Regional Oceanic Modeling System (ROMS), é um modelo de circulação oceânica, baseado na integração das equações primitivas, coordenadas S, com superfície livre, integração no tempo na forma de particionamento explícito (split-explicit time stepping) e implementado com as aproximações hidrostática e de Boussinessq [Shchepetkin & McWilliams, 2005].

O ROMS foi desenvolvido a partir do *S-coordinate Rutgers University Model* (SCRUM), descrito por *Song & Haidvogel* [1994]. Seu código é mais sofisticado, o que possibilita uma grande economia computacional através de um kernel, que trabalha com arquitetura tanto serial quanto paralela, e da combinação e aprimoramento de diferentes algoritmos preditores-corretores para os modos interno, externo e suas interações. A utilização de algoritmos preditores-corretores proporcionou o aumento da estabilidade e acurácia do sistema, possibilitando o uso de um passo de tempo maior, o que em testes de sensibilidade, aumentou a eficiência do modelo.

A discretização vertical segue a topografia, utilizando uma coordenada estirada não linear, a coordenada-S [Song & Haidvogel, 1994]. A transformação da coordenada vertical e a função de estiramento, aplicadas ao modelo, são baseadas nos trabalhos de Shchepetkin & McWilliams [2005] e Shchepetkin & McWilliams [2009], respectivamente (Equação 3.10 e 3.11).

$$z(x, y, \sigma, t) = \zeta(x, y, t) + [\zeta(x, y, t) + h(x, y)]S(x, y, \sigma)$$
(3.10)

$$S(x,y,\sigma) = \frac{h_c\sigma + h(x,y)C(\sigma)}{h_c\sigma + h(x,y)}$$
(3.11)

onde $S(x,y,\sigma)$ é a função de transformação vertical não linear, $\zeta(x,y,t)$ é a variação no tempo da elevação da superfície livre, h(x,y) é a espessura da coluna de água até

o fundo, σ é a coordenada estirada na vertical que varia entre $-1 \leq \sigma \leq 0$, $C(\sigma)$ é a função monotônica, não dimensional de estiramento vertical, que varia entre $-1 \leq \sigma \leq 0$, $C(\sigma)$ e h_c é a espessura do estiramento.

Na horizontal, as equações primitivas são discretizadas usando coordenadas curvilíneas ortogonais, em uma grade estruturada do tipo Arakawa C [*Arakawa & Lamb*, 1977]. Nas duas dimensões espaciais a discretização é feita por meio de diferenças finitas de segunda ordem, centradas nas células.

A parametrização da mistura vertical é baseada em esquemas de fechamento turbulento locais, como *Mellor & Yamada* [1992] nível 2.5 e Generic Length Scale (GLS); e não locais, como o esquema K-profile [*Large et al.*, 1994]. Já a parametrização da mistura horizontal pode ser feita ao longo de níveis verticais, superfícies geopotenciais ou isopicnais, com operadores harmônicos ou biharmônicos.

As condições de contorno de esponja e radiacional foram aplicadas no modelo. Outras configurações do mesmo empregadas neste estudo podem ser conferidas na Tabela 3.3. Os dados topográficos inseridos no modelo, foram provenientes da base de dados ETOPO1 [*Smith & Sandwell*, 1997], com resolução de um minuto de grau. A grade em questão pode ser conferida na Figura 3.9.

Tabela 3.3: Dados do modelo.

Número de pontos em X	240
Número de pontos em Y	200
Número de camadas S	25
Latitude máxima	28°S
Latitude mínima	12°S
Longitude máxima	49°W
Longitude mínima	$34^{\circ}W$
Profundidade máxima	5000 m
Resolução horizontal (X e Y)	≈7 km

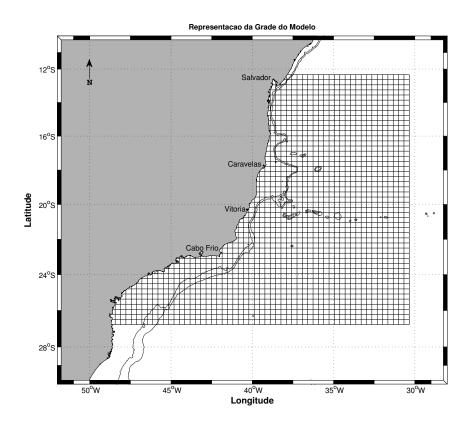


Figura 3.9: Grade retangular estruturada aplicada ao modelo. As linhas contínuas pretas correspondem às isóbatas de 200 m e de 1000 m.

Capítulo 4

Experimentos Numéricos

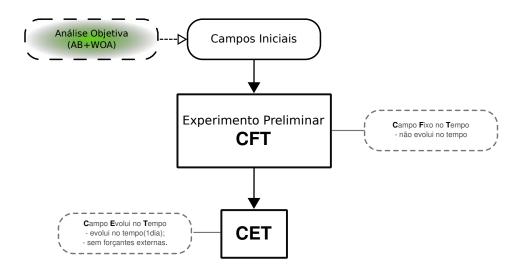
4.1 Descrição dos Experimentos

O procedimento para a realização dos experimentos tanto para o cenário de inverno quanto para o de verão foram os mesmos. O modelo foi inicializado, com o campo de massa fixo no tempo, até que a energia cinética de todo o domínio se estabilizasse (≈100 dias), para em seguida, ser reinicializado com evolução temporal por um período inercial, para que o campo de massa se ajustasse à topografia. Em todos os experimentos o modo barotrópico foi desligado e não foi aplicado ao modelo nenhuma forçante, uma vez que que o objetivo deste trabalho é a descrição de cenários e não a evolução temporal do campo. No fluxograma da Figura 4.1 é possível visualizar as etapas supracitadas. A curva de energia estabilizada para o experimento de verão encontra-se na Figura 4.2.

4.2 Validação

Segundo *Oreskes et al.* [1994] um modelo não pode ser *verificado* ou *validado*. Os autores afirmam que, ainda que este reproduza os dados observados é inviável tomá-lo como verdade, por ele representar um sistema aberto. Quando um modelo se mostra capaz de reproduzir um sistema natural deve-se dizer que ele foi *confirmado*.

Apesar disso, na literatura científica o termo validação é comumente utilizado no lugar de confirmação. Logo, neste estudo, utilizaremos a terminologia usual adotando



*Em todos os experimentos o modo barotrópico foi desligado.

Figura 4.1: Fluxograma mostrando as etapas e principais configurações da realização dos experimentos.

a seguinte definição: "A validação é o processo que determina o quanto um modelo é uma representação precisa da realidade a partir da perspectiva do uso ao qual ele se destina [AIAA, 1998]".

Neste capítulo, os resultados do ROMS foram comparados de três formas: através de seções de densidade potencial a partir de dados coletados *in situ*, de seções de velocidade com dados coletados por ADCP de casco e com seções de velocidade geostrófica calculada através do Método Dinâmico Clássico (MDC) referenciado em 1000 m. O objetivo dessas comparações foi averiguar se os padrões das isopicnais e isótacas calculadas pelo modelo se aproximavam dos padrões e valores coletados e dos presentes na literatura. Para a realização do processo de validação a radial 2 do ABI e do ABII foi escolhida, por ter aproximadamente a mesma localização em ambos os cruzeiros.

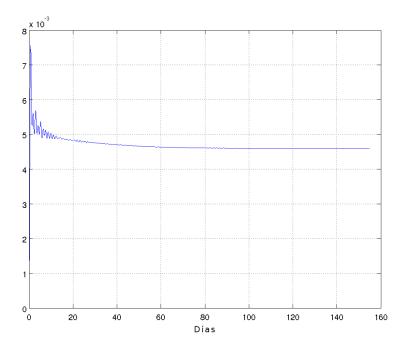


Figura 4.2: Gráfico mostrando a estabilização da energia cinética de todo o domínio do modelo, para o experimento com campo de massa fixo no tempo.

4.2.1 Seções de Densidade Potencial

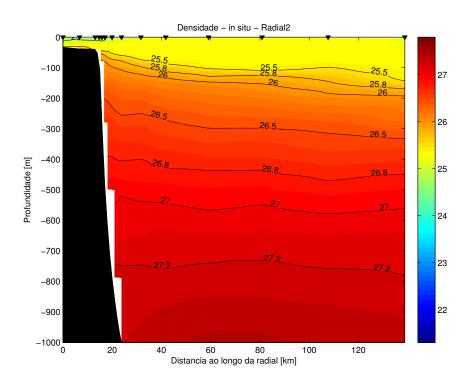
As seções de densidade potencial simuladas e calculadas a partir dos dados coletados *in situ* do ABI e do ABII, apresentaram padrões de distribuição das isopicnais bem próximos. A Figura 4.3a consiste na interpolação linear dos perfis calculados a partir dos dados de CTD.

Os dados *in situ* do ABI mostram, até 80 km da costa, uma inclinação das isopicnais associado ao fluxo da CB nos primeiros 600 m da coluna de água. A seção modelada do ABI (Figura 4.3b) mostrou uma distribuição vertical das isopicnais semelhante à encontrada nos dados observados, embora apresente um padrão de inclinação mais suave.

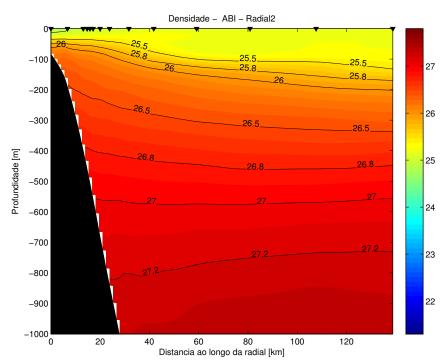
As seções de densidade do ABII (Figura 4.4a) mostram, próximo à costa, uma inclinação associada a um estreito fluxo para sul até aproximadamente 100 m de profundidade, seguido horizontalmente por um fluxo para norte que corresponde a porção oeste do VV até $\approx\!650$ m. De 700 m a 1000 m verifica-se uma inclinação que indica um fluxo para norte da CCI, mais intenso e afastado do talude. Na porção mais distante

da costa, horizontalmente, após o fluxo para norte da porção oeste do VV, há o fluxo para da sul da CB até 1000 m, seguido a leste por um fluxo para norte localizado entre 200 e 300 m, que depois volta a aparecer abaixo de 800 m de profundidade.

Ainda no ABII, na seção modelada (Figura 4.4b) não há o fluxo estreito para sul devido, possivelmente, ao alisamento da batimetria. A assinatura baroclínica do VV é bem definida até ao menos 650 m de profundidade, enquanto que o sinal da CB seguido do escoamento para norte foi suavizado em relação aos dados *in situ*, mas com profundidades de ocorrência semelhantes.

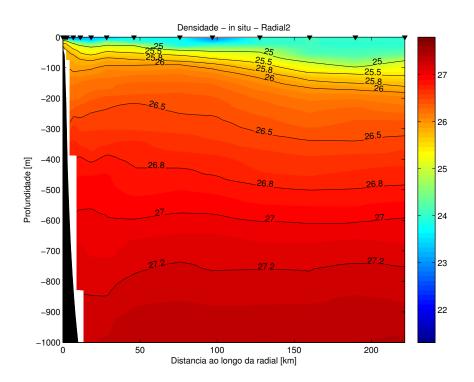


(a) Seção de densidade in situ

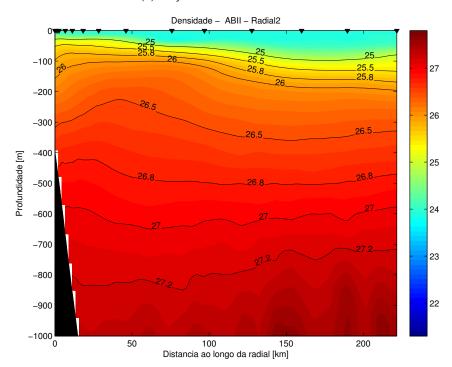


(b) Seção de densidade do ROMS

Figura 4.3: Comparação entre as seções de anomalia de densidade potencial expressas em kg ${\rm m}^{-3}$ da Radial 2 do ABI. (a) *in situ* e (b) ROMS.



(a) Seção de densidade in situ



(b) Seção de densidade do ROMS

Figura 4.4: Comparação entre as seções de anomalia de densidade potencial expressas em kg ${\rm m}^{-3}$ da Radial 2 do ABII. (a) *in situ* e (b) ROMS.

4.2.2 Seções de Velocidade

A validação através de seções de velocidade consiste na determinação da capacidade do modelo de reproduzir às feições observadas diretamente (ADCP) e estimadas indiretamente (MDC). Anteriormente à validação em si, vale ressaltar que são esperadas diferenças entre os resultados do modelo e as velocidades observadas por ADCP ou calculadas por MDC. Isto se deve às especificidades de cada método de obtenção de velocidades, incluindo-se aí o modelo. Nos dados de ADCP de casco estão contidas as componentes barotrópica e baroclínica do escoamento, enquanto o MDC é sensível a escolha do nível de referência além de ser formulado a partir de aproximações matemáticas. Já no caso do ROMS a simulação foi configurada para o cálculo somente da componente baroclínica do escoamento, excluídos os efeitos de forçantes externas.

A seção de velocidade modelada correspondente à Radial 2 do ABI apresentou magnitudes semelhantes às registradas pelo ADCP e calculadas pelo MDC, com fluxo predominante para sul e núcleo de velocidade de \approx 0,3 m s⁻¹. Esta seção representou bem a diferença entre os métodos supracitada. Os resultados do modelo apresentam uma seção essencialmente baroclínica (Figura 4.5a), sem contaminação de fenômenos de maior frequência, que podem ser observados na seção de ADCP (Figura 4.5c) e ao mesmo tempo sem as limitações decorrentes das aproximações matemáticas, sobretudo na região próxima ao talude, presentes na seção de MDC (Figura 4.5b).

Na Radial 2 do ABII, o ADCP registrou velocidades de cerca de 0,2 m s⁻¹ maiores que os resultados do ROMS (Figura 4.6a) e do MDC (Figura 4.6b) no núcleo da CB. O padrão de distribuição das isotacas é semelhante entre o ROMS e o MDC, com um fluxo para norte na região mais próxima à costa, horizontalmente seguido do fluxo para sul correspondente à CB e posteriormente por um fluxo para norte. A seção do ADCP (Figura 4.6c) apresenta um padrão semelhante à seção de velocidade geostrófica, calculada via MDC, por *Schmid et al.* [1995]. No entanto, a seção dos autores referidos não registrou fluxo para norte a leste da CB, enquanto que na seção de ADCP este fluxo está presente abaixo dos 100 m de profundidade.

As comparações realizadas através das seções de densidade potencial e de velocidade mostraram que os padrões e magnitudes dos resultados do ROMS estão próximos aos observados *in situ* e registrados na literatura. O modelo representou de forma satisfatória a realidade, podemos então utilizá-lo para investigar e descrever o escoamento da área de estudo.

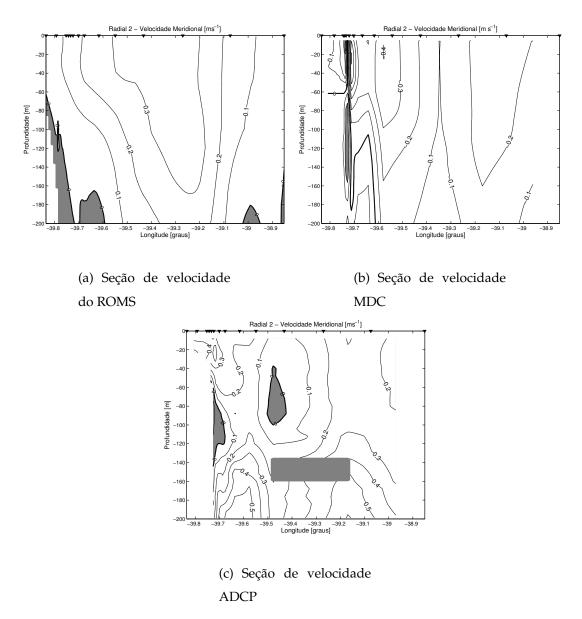


Figura 4.5: Comparação entre as seções de velocidade da Radial 2 do ABI. (a) ROMS, (b) MDC e (c) ADCP.

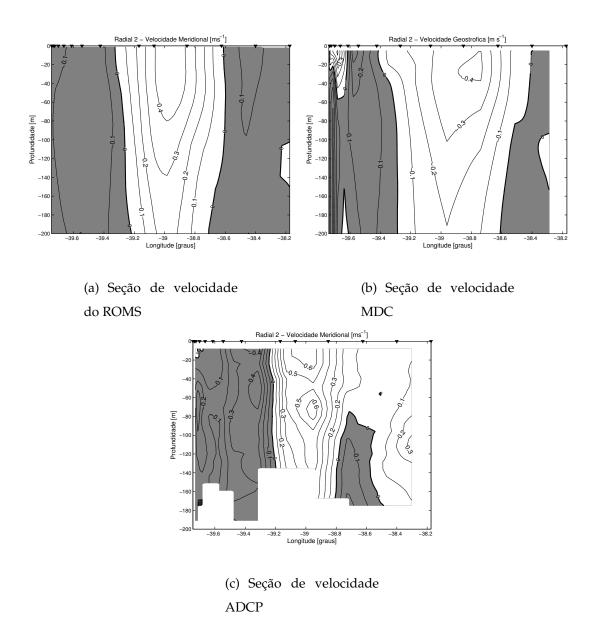


Figura 4.6: Comparação entre as seções de velocidade da Radial 2 do ABII. (a) ROMS, (b) MDC e (c) ADCP.

Capítulo 5

Resultados e Discussão

Os resultados do modelo foram analisados a partir de campos horizontais de temperatura, salinidade, função de corrente e velocidade, além de seções verticais de velocidade. As variáveis, nos mapas horizontais, são analisadas em cinco profundidades utilizadas como referência para determinar o seu comportamento vertical: 0 m, 200 m, 500 m, 800 m e 1000 m de profundidade. Uma vez que os campos de temperatura e salinidade apresentaram menor variação entre os dois cenários estudados, os campos destas variáveis referentes a ambos cenários serão avaliados conjuntamente, enquanto a análise das demais variáveis será realizada individualmente para cada cenário.

5.1 Distribuição Horizontal de Temperatura e Salinidade

Os campos de temperatura superficial da área de estudo (Figura 5.1) mostram variações entre 23,5°C e 24,5°C no cenário de inverno e entre 27°C e 28,5°C no cenário de verão, com um gradiente horizontal de temperatura semelhante para os dois períodos. Quanto à salinidade, o cruzeiro de inverno apresenta-se com valores mais altos do que o de verão (Figura 5.1), resultado que condiz com os campos mensais climatológicos (Figura 2.2).

A análise realizada focou-se sobretudo em 200 m de profundidade por se tratar da base da picnoclina. Na referida profundidade (Figura 5.2), a faixa de variação dos valores de temperatura é a mesma em ambos os cenários, e nestes, foram encontradas assinaturas baroclínicas da CB e de feições de mesoescala.

A assinatura baroclínica da CB é observada através de uma variação de 3°C positiva em direção ao oceano aberto e paralela aos contornos isobatimétricos. Assim, o que se observa são as isotermas inclinando-se em direção à superfície junto ao talude. Geostroficamente, explica-se assim a presença do jato da CB para sul-sudoeste. *Evans et al.* [1983], através de dados de XBT coletados em abril de 1982, apresentam mapas horizontais das isotermas de 15°C e 20°C. Eles relatam uma CB fraca atravessando a CVT, e em seguida, dentro do ET, descrevem uma CB já organizada e intensa, entretanto, sem a presença de feições vorticais. Este cenário é semelhante ao observado na Figura5.2a-c, onde os gradientes tanto de T quanto de S normais à batimetria são muito mais intensos ao sul do que ao norte da CVT.

No cenário de inverno, pode ser identificado também um núcleo de 19°C sobre a porção mais externa da Radial 1 do ABI (Figura 5.2a), sugerindo a existência de uma feição anticiclônica centrada em 21,5°S. Tal padrão é semelhante à assinatura baroclínica descrita por *Signorini* [1978], onde um amplo anticiclone de 100 km de diâmetro foi identificado em 21,5°S.

No ET, no cenário de verão (Figura 5.2b-d), nota-se, através de valores mais baixos de temperatura e salinidade, a assinatura de um ciclone centrado em 20,2°S, correspondente à área de localização do VV. Distribuições horizontais de temperatura na área do VV foram apresentadas por *Gaeta et al.* [1999], que mostram em seus resultados um núcleo de água mais frio com diferenças de 2°C de temperatura e 0,2 de salinidade, do centro em direção às bordas da feição. Na Figura 5.2b-d verifica-se um padrão semelhante, com um núcleo com diferenças de 3°C e 0,2 de salinidade em relação ao entorno. Os autores supracitados relatam que a presença deste ciclone contribui para o aumento da produtividade local. Observa-se em 21,5°S, através de um núcleo de água mais quente e salina, uma estrutura anticiclônica pareada ao VV, tendo a CB como eixo de simetria.

Ao largo do BAb, no cenário de inverno (Figura 5.2a-c), não foi registrada nenhuma feição de mesoescala. Creditamos isso não necessariamente à ausência dinâmica de feições, mas sim à não realização de radiais hidrográficas nesta porção da região de interesse. Em contrapartida, o cenário de verão (Figura 5.2b-d) mostra um núcleo de água mais quente (>20°C) e salino (>36,5) centrado em 19°S, correspondente à

localização de ocorrência do VA, assim como descrito no trabalho de *Soutelino et al.* [2011]. *Evans et al.* [1983] apresentam mapas de temperatura, entre 18°S e 23°S, nos quais isotermas ao largo do BAb possuem forma de cavado, embora não relatem feições vorticais na região. O mesmo acontece no trabalho de *Miranda & Castro* [1981], em que os autores registram um contrafluxo adjacente à CB ao largo do BAb em 19°S que acreditamos ser uma evidência do VA.

É interessante ressaltar que o gradiente horizontal termal tanto da feição anticlônica como da ciclônica foi praticamente o mesmo (\approx 4°C). Os campos de salinidade apresentam uma faixa de variação de seus valores entre 35,8-36,4 no inverno e 35,6-36,2 no verão. Esses índices de salinidade associados à distribuição de suas isohalinas indicam, para este nível vertical, uma presença mais substancial da ACAS no verão. Dessa maneira, é importante destacar o papel do VA influenciando possivelmente química e biologicamente a região.

A faixa de variação de temperatura (8,5-10°C) e salinidade (34,7-34,85) em 500 m de profundidade (Figura 5.3) é a mesma no verão e no inverno. Todavia, no verão, tanto o campo de temperatura quanto o de salinidade exibe evidências da assinatura baroclínica do VV e do VA. Ao contrário da feição ciclônica, que exibe assinatura até 1000 m, o VA em 500 m apresenta um sinal tênue até desaparecer em 800 m (Figura 5.4).

No mapa de temperatura em 1000 m (Figura 5.5) observa-se valores maiores junto talude, mostrando um gradiente térmico oposto ao superficial; este indica a assinatura baroclínica da CCI circundando o ET. Neste nível de profundidade ainda é possível notar uma fraca assinatura do VV.

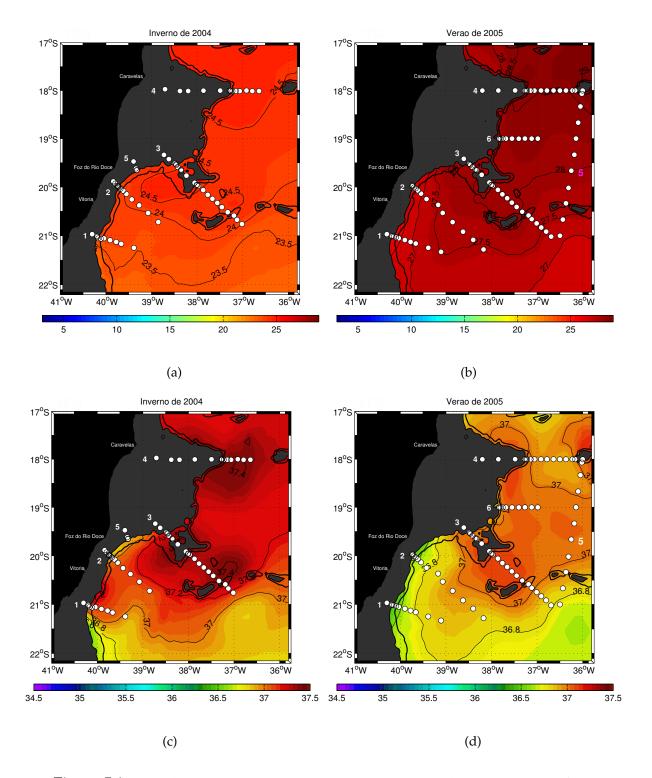


Figura 5.1: Distribuições horizontais de temperatura(°C) e salinidade em superfície.

(a) T de inverno, (b) T de verão, (c) S de inverno, (d) S de verão.

Os círculos brancos representam as estações do respectivo cruzeiro, a máscara cinza é a faixa batimétrica até 200 m de profundidade e a linha contínua preta é a isóbata de 1000 m.

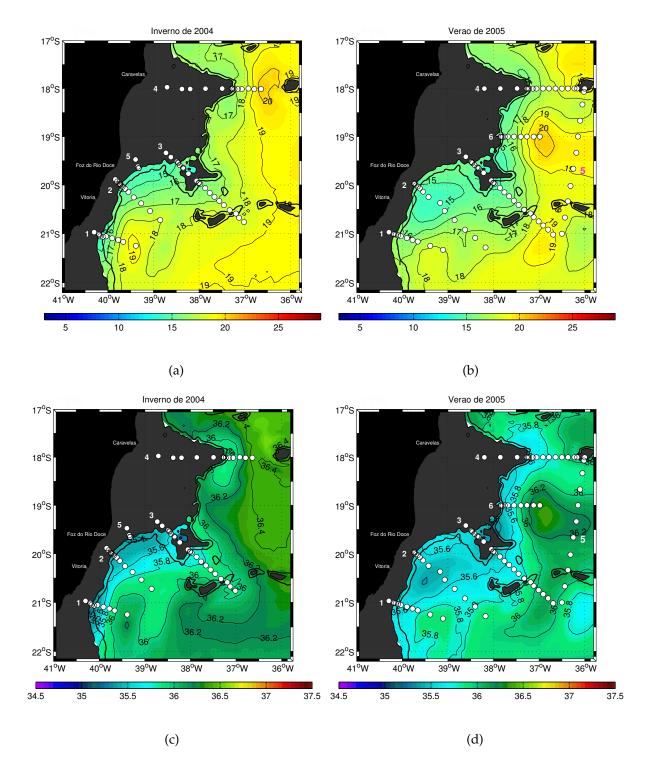


Figura 5.2: Distribuições horizontais de temperatura(°C) e salinidade em 200 m de profundidade. (a) T de inverno, (b) T de verão, (c) S de inverno, (d) S de verão. Os círculos brancos representam as estações do respectivo cruzeiro, a máscara cinza é a faixa batimétrica até 200 m de profundidade e a linha contínua preta é a isóbata de 1000 m.

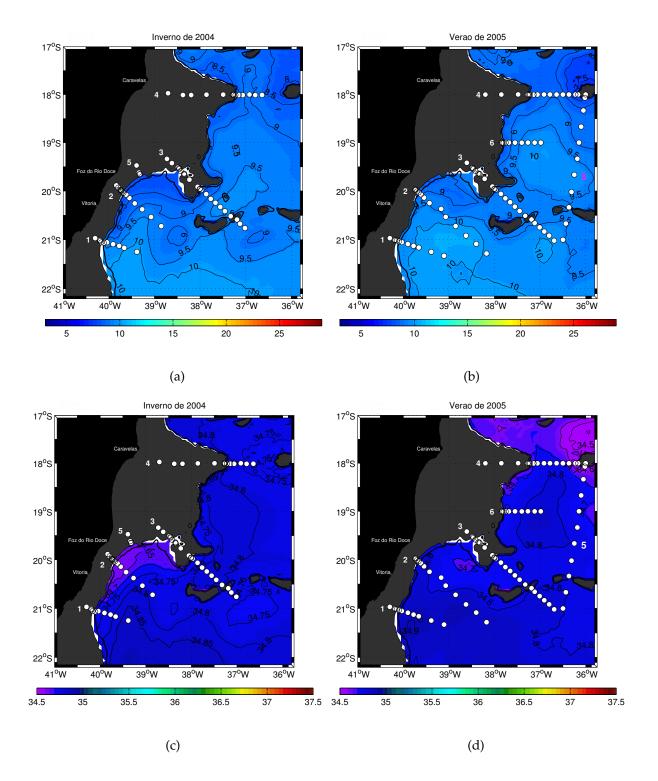


Figura 5.3: Distribuições horizontais de temperatura(°C) e salinidade em 500 m de profundidade. (a) T de inverno, (b) T de verão, (c) S de inverno, (d) S de verão. Os círculos brancos representam as estações do respectivo cruzeiro, a máscara cinza é a faixa batimétrica até 500 m de profundidade e a linha contínua preta é a isóbata de 1000 m.

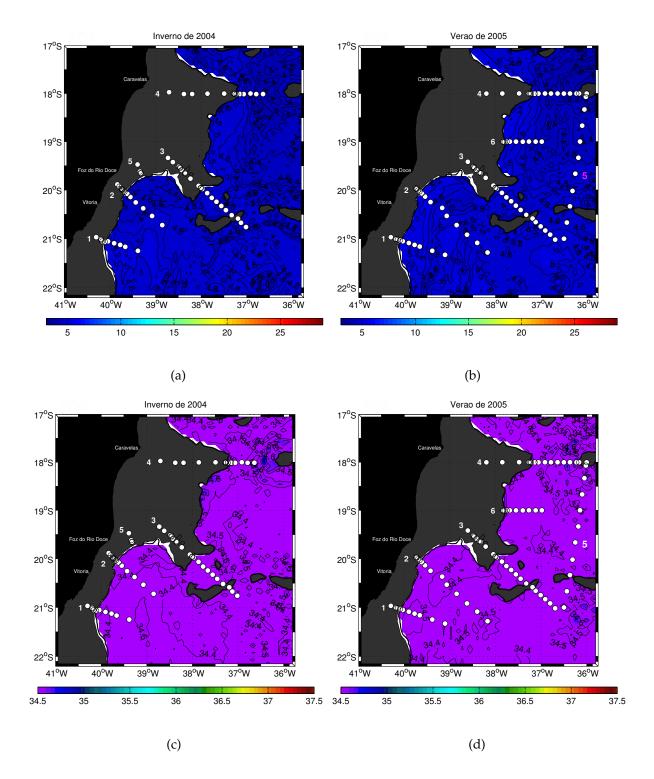


Figura 5.4: Distribuições horizontais de temperatura(°C) e salinidade em 800 m de profundidade. (a) T de inverno, (b) T de verão, (c) S de inverno, (d) S de verão. Os círculos brancos representam as estações do respectivo cruzeiro, a máscara cinza é a faixa batimétrica até 800 m de profundidade e a linha contínua preta é a isóbata de 1000 m.

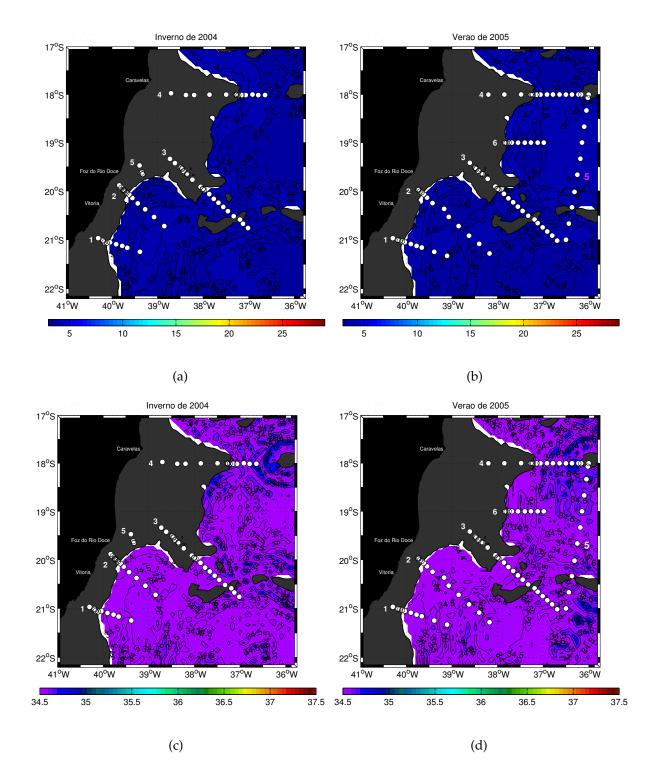


Figura 5.5: Distribuições horizontais de temperatura(°C) e salinidade em 1000 m de profundidade. (a) T de inverno, (b) T de verão, (c) S de inverno, (d) S de verão. Os círculos brancos representam as estações do respectivo cruzeiro, a máscara cinza é a faixa batimétrica até 1000 m de profundidade e a linha contínua preta é a isóbata de 1000 m.

5.2 Estrutura Tridimensional do Escoamento

Apresentamos as seções verticais resultantes das simulações correspondendo às radiais exibidas na Figura 2.1a e 2.1b. As seções foram apresentadas de norte para sul, seguindo o escoamento da CB. Em seguida, a CCI foi descrita a partir das mesmas seções de sul para norte.

5.2.1 ABI-Inverno de 2004

Os resultados do modelo mostram no cenário de inverno as feições historicamente documentadas pela literatura na região de forma bem definida. A análise dos campos horizontais de velocidade na área de estudo mostram a CB fluindo para sul próximo ao talude e subjacente a ela a CCI fluindo rumo ao norte. Este cenário apresentou baixa atividade vortical, sendo identificado em superfície apenas um anticiclone localizado na porção sul do domínio (Figura 5.10a).

A partir da Radial 4 (18°S) seguindo para sul, tem-se a CB fluindo confinada entre a superfície e 200 m de profundidade, com velocidade máxima de 0,44 m s⁻¹ e transportando -2,5 Sv (Figura 5.6). *Silva et al.* [2009], através de simulações numéricas de cenários médios em 19°S, apresenta valores de transporte e configuração seccional semelhantes para a CB. Segundo os autores supracitados, a CB flui acima de 200 m de profundidade transportando cerca de -2,8 Sv, com velocidades em superfície em torno de 0,35 m s⁻¹. Já *Soutelino* [2008], ao examinar a CB em torno de 19°S através de cálculo dinâmico referenciado por dados de ADCP em 150 m, também encontrou valores de -2,8 Sv e velocidades máximas da ordem de 0,32 m s⁻¹. Nos cálculos deste autor a CB também se encontrava confinada em 200 m.

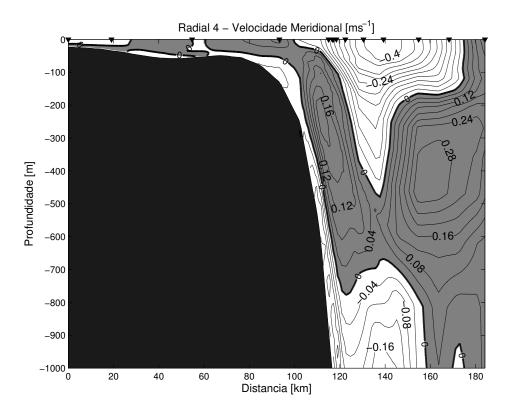
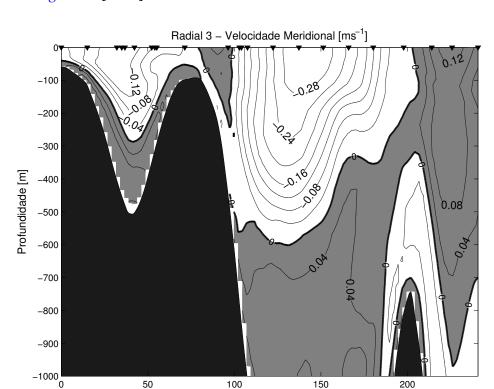


Figura 5.6: Seção de velocidade perpendicular à Radial 4 do cruzeiro ABI. Valores positivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul.

Entre a Radial 4 (Figua 5.6) e a Radial 3 (Figua 5.7), ao largo do BAb, a CB apresentase estreita, com cerca de 74 km de extensão (Figua 5.10a). Durante este trajeto ela sofre um acréscimo de 4 Sv em seu transporte, alcançando a Radial 3 transportando um valor total de cerca de 6,5 Sv. Ao cruzar a CVT (Figura 5.7) a CB se bifurca num ramo menor que flui entre o BAb e o Banco Besnard (BB) e num ramo principal que cruza a cadeia entre o BB e o Monte Submarino Congress (MSC). A porção da CB entre o BAb e BB é menos intensa, ocupando os primeiros 300 m da coluna de água, com velocidade máxima em torno de 0,13 m s $^{-1}$ e transporte de 0,8 Sv. Já seu ramo principal, localizado entre o BB e o MSC, se estende da superfície até \approx 500 m de profundidade, com velocidade máxima de 0,31 m s $^{-1}$ e transporte em torno de 5,8 Sv. A análise realizada por *Evans et al.* [1983] na região da CVT em abril de 1982 mostra a CB fluindo continuamente através da passagem mais próxima à costa com valores de transporte de aproximadamente 3,8 Sv (6,8 Sv), relativo ao nível de 500 db (1000 db). Enquanto



que Evans & Signorini [1985] mostram a CB se bifurcando ao atravessar a CVT.

Figura 5.7: Seção de velocidade perpendicular à Radial 3 do cruzeiro ABI. Valores positivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul.

Distancia [km]

Após se dividir ao passar pela CVT, a CB se reorganiza ao largo do ET, mantendose acima dos 500 m de profundidade. No entanto, seu transporte é menor sobre a Radial 2, apenas 3 Sv e apresenta-se mais larga, com cerca 82 km, do que ao norte da cadeia (Figura 5.8). Isso mostra que o escoamento da CB ainda não está completamente reorganizado sobre esta radial, o que possivelmente ocorre na Radial 1 (Figura 5.9), onde a corrente apresenta um transporte de 8 Sv até 500 m de profundidade. É nesta região que observa-se a formação de um anticiclone centrado em 21,5°S que a partir daqui nos referiremos como Vórtice de Tubarão (VT). O VT está associado à CB em seu lado leste com velocidade máxima para sul de \approx -0.78 m s⁻¹ e para norte de 0,62 m s⁻¹. A análise da seção de velocidade da Radial 1 mostra que esta feição recircula cerca de 5 Sv da CB para norte. Feições anticiclônicas também foram relatadas na região em 22°S no trabalho de *Signorini* [1978]. Em 200 m de profundidade (Figura

5.10.b) o VT se estreita zonalmente apresentando velocidade meridional entre -0,37 m s⁻¹ e 0,32 m s⁻¹ (Figura 5.9). Contudo, no nível de 500 m (Figura 5.11a) não há mais o registro do seu sinal, mas verifica-se a formação de um ciclone localizado mais próximo ao talude e associado ao lado leste da CCI, entre as Radiais 1 e 2, com \approx 111 km de extensão e \approx 88 km de largura, e velocidades variando entre 0,14 m s⁻¹ e -0,08 m s⁻¹. Este ciclone recircula cerca de 1 Sv da CCI nesta faixa de profundidade. Com o aumento da profundidade, essa feição se estreita em 800 m e passa a exibir menores velocidades, variando entre 0,08-0,02 m s⁻¹, abaixo de 800 m (Figura 5.12).

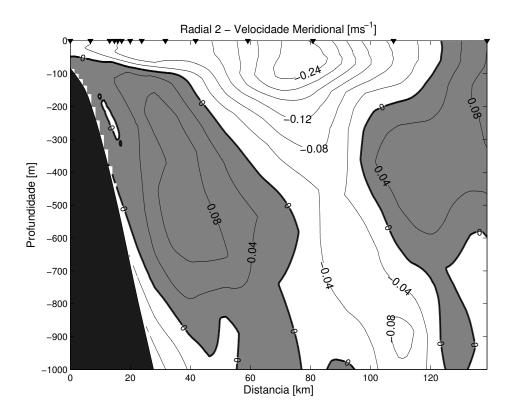


Figura 5.8: Seção de velocidade perpendicular à Radial 2 do cruzeiro ABI. Valores positivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul.

Sobre a Radial 1 em \approx 21°S, a assinatura encontrada da CB apresenta configuração e valores semelhantes aos descritos por *Evans et al.* [1983] e *Silveira et al.* [2004] entre 22°S e 23°S. Esses autores, por meio de análise e reanálise dos dados do Projeto TRANSCO-BRA, relatam uma CB com extensão vertical entre 400-500 m e velocidades máximas em superfície em torno de -0,70 m s⁻¹, transportando cerca de 6 Sv fora da plataforma.

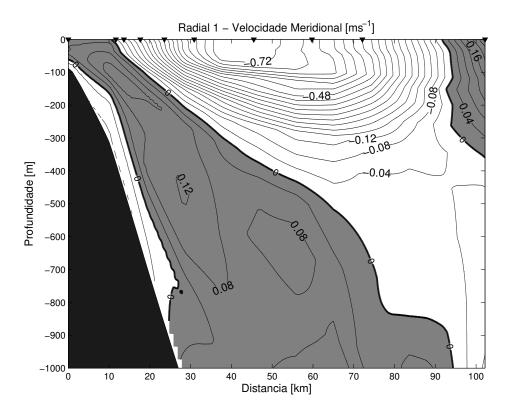


Figura 5.9: Seção de velocidade perpendicular à Radial 1 do cruzeiro ABI. Valores positivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul.

Ainda sobre a Radial 1, tem-se a CCI fluindo em direção ao norte, subjacente à CB, junto ao talude ao largo do ET, com núcleo de velocidade em aproximadamente 500 m, com velocidades máxima em torno de 0,14 m s $^{-1}$ transportando cerca de 2,6 Sv, resultado condizente com o valor de 2,7 Sv relatado em 24°S por *Schmid* [1998] apud Böebel et al. [1999]. Silveira et al. [2004] no trabalho supracitado relatam a CCI com velocidades mais baixas \approx 0,05 m s $^{-1}$ com núcleo em 800 m de profundidade. A estrutura ciclônica presente em 500 m descrita no parágrafo acima possivelmente recircula \approx 1 Sv neste nível, o que faz com que a CCI transporte rumo ao norte cerca de \approx 1,5 Sv sobre as Radiais 2 e 3. Todavia, sobre a Radial 4 os resultados mostraram valores de transporte em torno de 5,3 Sv em 18°S. É provável que o aumento do valor do transporte entre as Radiais 3 e 4, seja resultado do recebimento em nível picnoclínico do aporte para norte da BiCSE, resultando no aumento do transporte do escoamento para norte. Logo, o valor encontrado estaria subestimado em relação ao descrito por

Schmid [1998] apud Böebel et al. [1999] em 19°S de 7,7 Sv.

No ABI, o sinal do VV não é registrado dentro do ET, este resultado contradiz a questão levantada por *Gaeta et al.* [1999]: definitivamente não se trata de uma feição perene. O sinal do VA também não é identificado nos resultados do modelo, muito provavelmente devido a ausência de dados sinóticos em sua região de ocorrência, logo não é possível fazer inferências acerca de sua perenidade.

Em resumo o escoamento na área de estudo pode ser decrito da seguinte maneira: A partir da Radial 4 seguindo para sul, tem-se a CB fluindo da superfície até 500 m de profundidade, transportando 2,5 Sv. No percurso entre as Radiais 4 e 3, ao largo do BAb, a CB apresenta-se estreita com cerca de 74 km de extensão, tendo um acréscimo de 4 Sv em seu transporte. Ao cruzar a CVT a CB se bifurca num ramo menor que flui entre o BAb e o BB e em um ramo principal que cruza a cadeia entre o BB e o MSC. A porção da CB entre o BAb e BB é menos intensa, ocupando os primeiros 300 m da coluna de água com velocidade máxima em torno de 0.13 m s^{-1} e transporte de 0.8 Sv. Seu ramo principal, localizado entre o BB e o MSC, se estende da superfície até ≈500 m de profundidade, com velocidade máxima de 0,31 m s⁻¹ e transporte de \approx 5,8 Sv. Após se dividir ao passar pela CVT, a CB se reorganiza ao largo do ET, mantendo-se acima dos 500 m de profundidade, no entanto, seu transporte é menor sobre a Radial 2, apenas 3 Sv. Isso mostra que o escoamento da CB ainda não está completamente reorganizado sobre esta radial, o que possivelmente ocorre sobre a Radial 1, onde a ela apresenta um transporte de 8 Sv até 500 m de profundidade. É nesta região que observa-se a formação do VT, centrado em 21,5°S. A análise da seção de velocidade da Radial 1 mostra que esta feição recircula cerca de 5 Sv da CB.

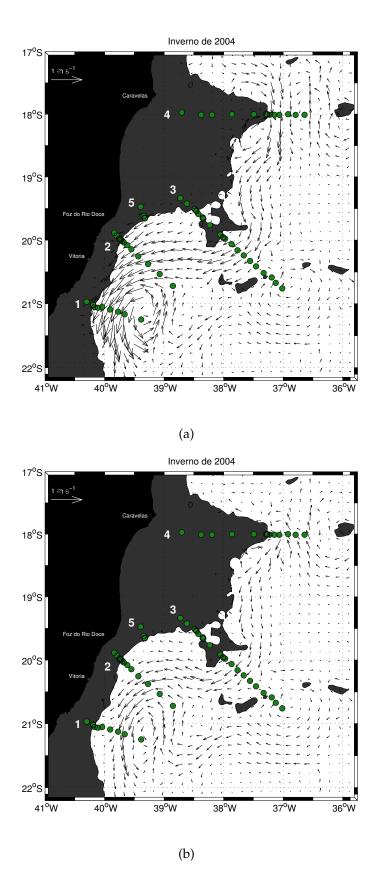


Figura 5.10: Mapas com vetores de velocidade para o cenário de inverno (a) em superfície e (b) em 200 m de profundidade.

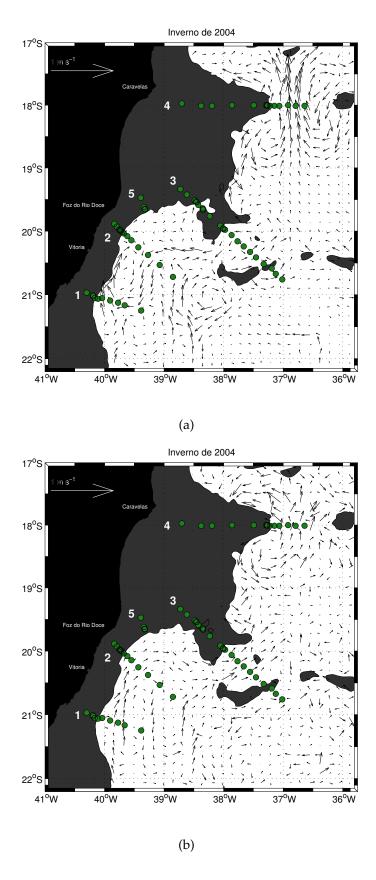


Figura 5.11: Mapas com vetores de velocidade para o cenário de inverno (a) em 500 m e (b) em 800 m de profundidade.

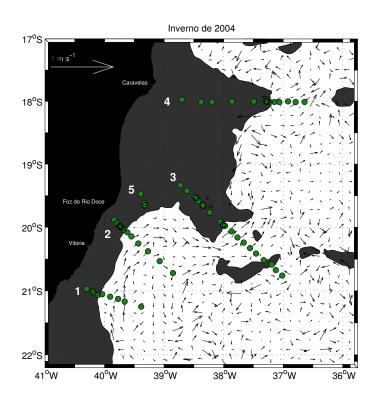


Figura 5.12: Mapa com vetores de velocidade para o cenário de inverno em 1000 m de profundidade.

5.2.2 ABII-Verão de 2005

O cenário de verão mostrou-se mais energético que o de inverno, com maior atividade de mesoescala, apresentando uma feição ciclônica e duas anticiclônicas em superfície (Figura 5.18a). A partir da Radial 4 seguindo para sul, tem-se a CB fluindo até ≈ 300 m de profundidade, com núcleo de velocidade em torno de 0,36 m s⁻¹ e transporte de volume de -2,7 Sv (Figura 5.13). Esses valores corroboram os resultados médios obtidos por *Silva et al.* [2009] em 19°S, ou seja, o cenário de verão nesta latitude é semelhante ao cenário de inverno. *Rezende et al.* [2011] através de simulações numéricas com o modelo ROMS, apresentam uma média anual de cerca de -2,8 Sv para o fluxo da CB em 18°S.

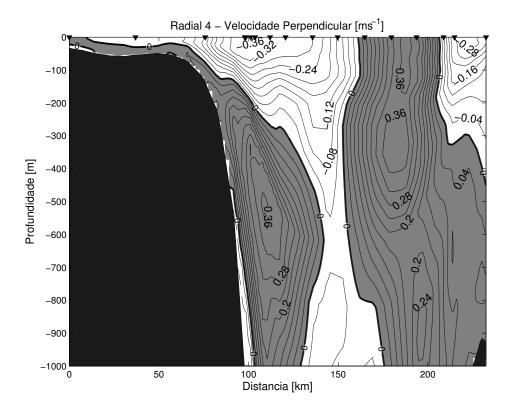


Figura 5.13: Seção de velocidade perpendicular à radial 4 do cruzeiro ABII. Valores positivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul.

Em 19°S, região de localização do VA, ao chegar na Radial 6 (Figura 5.14), a CB, restrita aos primeiros 400 m de coluna de água, meandra anticiclonicamente com velocidades em torno de -0,82 m s⁻¹ e 0,25 m s⁻¹ e transporte de -10,5 Sv. De acordo com

Miranda & Castro [1981], nessa mesma latitude, a CB permanece como uma corrente estreita (≈75 km de largura) e rasa. O transporte (relativo à superfície isanostérica de 130 cl ton⁻¹, ou ≈500 m) é de 5,5 Sv e sua velocidade de superfície ultrapassa 0,70 m s⁻¹. Além disso, esses autores relatam que mais de 50% do transporte de volume da CB se encontra confinado aos primeiros 200 m, diferenciando da extensão encontrada neste trabalho, o que pode justificar a diferença no valor dos transportes. Na Radial 6, deve-se notar que a frente da CB representa o lado costeiro do VA e cerca de 1 Sv da mesma é recirculado para norte. Esses resultados são muito semelhantes àqueles obtidos por Soutelino et al. [2011], a quem se deve a descrição original do VA. Os mapas apresentados por estes autores também sugerem que a frente da CB represente o braço costeiro do anticiclone. Ao analisar a seção vertical, é notável que o VA se assemelha a um vórtice baroclínico de primeiro modo, onde há uma inversão de sentido de rotação com a profundidade.

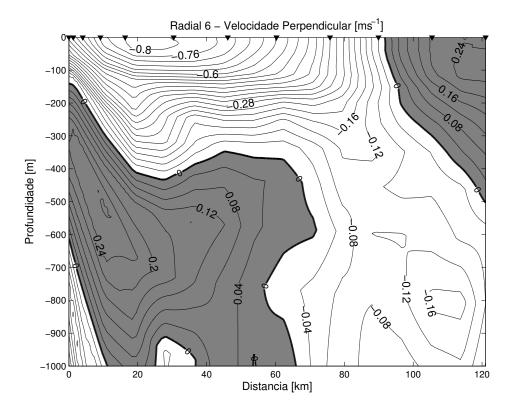


Figura 5.14: Seção de velocidade perpendicular à Radial 6 do cruzeiro ABII. Valores positivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul.

Ao atravessar a CVT, a CB se trifurca (Figura 5.15). O ramo mais raso, localizado entre o BAb e o BB, ocupa os primeiros 100 m da coluna de água, com velocidade máxima em torno de 0,1 m s⁻¹ e transporte de 0,1 Sv. O ramo principal localiza-se entre o BB e o MSC, esse se estende da superfície até 800 m de profundidade com velocidade máxima de 0,28 m s⁻¹ e transporte de 2,6 Sv. A porção a leste do MSC se estende até 500 m com velocidade máxima em torno de 0,19 m s⁻¹ e transporte de 3 Sv. Diferentemente do cenário de inverno, a CB parece se trifurcar num padrão muito semelhante ao relatado por *Evans & Signorini* [1985], com valores de transporte em cerca de 3,8 Sv nos primeiros 500 m da coluna de água.

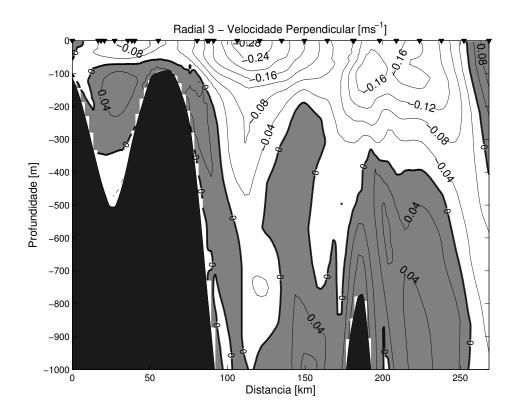


Figura 5.15: Seção de velocidade perpendicular à Radial 3 do cruzeiro ABII. Valores positivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul.

Sobre a Radial 2 (Figura 5.16), ao largo do ET o escoamento se reorganiza na forma de um "dipolo", cujo ciclone corresponde ao VV. Nas estações mais próximas da quebra de plataforma, tem-se o fluxo para norte do VV com velocidade máxima de 0,19 m $\rm s^{-1}$, transportando 2 Sv nos primeiros 300 m da coluna de água, associado verti-

calmente ao escoamento da CCI que apresenta núcleo de \approx 0,12 m s⁻¹ em \approx 500 m de profundidade e transporte de 2,2 Sv. Juntos eles interagem com a CB que flui para sul com \approx 0,44 m s⁻¹, com extensão vertical de 800 m de profundidade e transporte 5,5 Sv. Na porção mais distante da plataforma, há o contrafluxo para norte correspondente ao anticiclone simétrico ao eixo da CB com \approx 0,12 m s⁻¹ transportando 1,9 Sv.

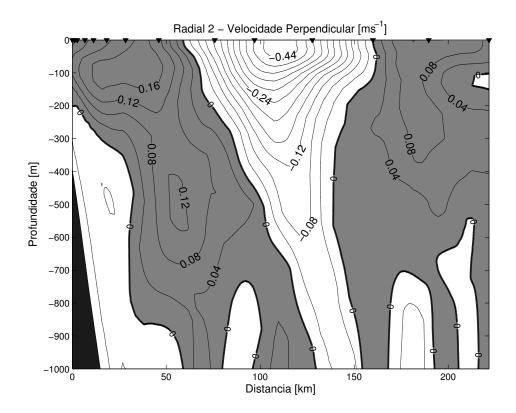


Figura 5.16: Seção de velocidade perpendicular à radial 2 do cruzeiro ABII. Valores positivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul.

No trabalho de *Schmid et al.* [1995] é registrada apenas a assinatura do VV; o anticiclone não foi identificado em seus dados. A extensão vertical encontrada nos resultados corrobora a hipótese de *Silveira et al.* [2008], que sugerem que o VV seja parte de uma onda de Rossby baroclínica. Tanto esses autores quanto *Fernandes et al.* [2009] reportam o VV como sendo um dos cavados da onda, assim como os Vórtices do Cabo de São Tomé e de Cabo Frio. O VT, observado no cenário de inverno, poderia representar uma crista de tal onda, como representado na Figura 1.4.

Verifica-se a partir desses resultados que a estrutura do VV difere da estrutura do

VA. O VV apresenta-se mais profundo, alcançando 800-1000 m de profundidade, associado ao escoamento da CCI e portanto, caracterizado por valores de temperatura e salinidade mais baixos em seu núcleo. Em outras palavras, o VV entranha água tanto da CB quanto da CCI, apesar destas correntes fluirem em sentidos opostos no ET. Desta forma, o VV é responsável pelo aumento da produtividade primária local [Gaeta et al., 1999]. O VA apresenta-se mais raso, confinado à parte superior da picnoclina. Através dos mapas de distribuição espacial de temperatura e salinidade, verificou-se a influência do VA sobre a sua região de ocorrência, trazendo água superficial mais quente e salina para o nível de 200 m, predominantemente ocupado pela ACAS.

O VV, centrado em 20°S, é associada à CB em seu lado oeste, com velocidade máxima para sul de \approx 0,44 m s⁻¹ e para norte de 0,19 m s⁻¹. Adicionalmente, o anticiclone associado pode ser identificado com velocidade para norte em torno de 0,08 m s⁻¹.

Sobre a Radial 1 (Figura 5.17), a CB atinge novamente o padrão de jato confinado entre a superfície e 800 m de profundidade. A CCI flui logo abaixo, mais afastada do talude, com velocidades máximas de 0,11 m s⁻¹ e transporte de 2,3 Sv, com valores semelhantes aos do cenário de inverno.

Na Radial 2 a CCI acopla-se verticalmente ao VV e, ao alcançar a Radial 3, seu núcleo torna-se mais profundo, com velocidades máximas em torno de $0.1~{\rm m~s^{-1}}$ e transporte de $2.2~{\rm Sv}$. Ao largo do BAb, junto ao talude, seu núcleo torna-se mais raso, localizando-se em $\approx 550~{\rm m}$ de profundidade com velocidade de $0.28~{\rm m~s^{-1}}$ e transportando cerca de $3.8~{\rm Sv}$ sobre a radial 6. É possível que nesta época do ano a CCI receba o aporte BiCSE em nível picnoclínico entre as radiais 3 e 6, o que novamente explicaria a localização mais rasa e intensificação do seu núcleo sobre a radial 4, com velocidades de até $0.36~{\rm m~s^{-1}}$.

Abaixo da CB, o escoamento para norte apresenta um núcleo de velocidade de 0,36 m s $^{-1}$ e transporte de 5,2 Sv. Na porção mais externa desta radial, verifica-se ainda a continuação do fluxo, também abrangendo toda a coluna de água com velocidade máxima de 0,40 m s $^{-1}$ e transporte de 8,8 Sv.

Em 200 m de profundidade (Figura 5.18b) o campo matém todas as estruturas de mesoescala com tamanho e intensidade menores. No entanto, no nível de 500 m o VA dá lugar a uma feição ciclônica sobre a radial 6 e a mais duas feições menores sobre

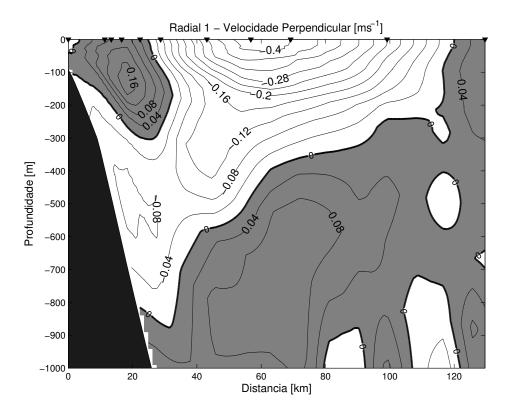


Figura 5.17: Seção de velocidade perpendicular à radial 1 do cruzeiro ABII. Valores positivos representam velocidade para norte e valores negativos para sul.

a radial 5, uma ciclônica centrada em 18,8°S e outra anticiclônica em 19,8°S (Figura 5.19a). Em 800 m de profundidade, a feição ciclônica localizada sobre a radial 6 torna-se meridionalmente mais extensa, enquanto as duas feições sobre a radial 5 quase não são perceptíveis devido às baixas velocidades (Figura 5.19b). Em 1000 m de profundidade nota-se a permanência do ciclone em 19°S e um anticiclone próximo à radial 2 centrado em 20,2°S (Figura 5.20).

Através da análise das distribuições horizontais de temperatura e salinidade podese dizer que este escoamento transporta ACAS para o norte, ou seja, ele pode ser o resultado da fusão entre a CCI e a porção da ACAS que é possivelmente bifurcada nas imediações da CVT e flui parcialmente para norte. Este fluxo seria o início da SNB, descrita por *Silveira et al.* [1994] e por *Stramma et al.* [1995].

O escoamento de verão sobre a área de estudo pode ser sumarizado da seguinte forma: de forma semelhante ao cenário de inverno, a CB flui entre a superfície e \approx 300 m

de profundidade a partir da radial 4, com transporte de aproximadamente -2,7 Sv. Esta corrente meandra anticiclonicamente sobre a radial 6 (\approx 19°S), sobretudo acima dos 500 m da coluna de água, apresentando um transporte com cerca de -10,5 Sv. Diferentemente do cenário de inverno, é identificada uma trifurcação da CB na região da CVT, com fluxo principal entre BB e MSC e dois fluxos secundários entre o BAb e o BB e a leste do MSC. Os três ramos possuem transporte e velocidade máxima, respectivamente, de 0,28 m s⁻¹ e -2,6 Sv, 0,1 m s⁻¹ e 0,1 Sv e 0,19 m s⁻¹ e 3 Sv. Mais ao sul, ao largo do ET, a CB se reorganiza, apresentando um dipolo, cuja porção oeste é representada pelo VV e a porção leste por um anticiclone ao VV associado. O VV recircula cerca de 2 Sv da CB e possui velocidades máximas de 0,19 m s⁻¹, enquanto o anticiclone transporta cerca de 1,9 Sv, com velocidades máximas de 0,12 m s⁻¹. Na porção mais a sul, a CB se reorganiza apresentando novamente o padrão de jato, compreendido entre superfície e 800 m de profundidade.

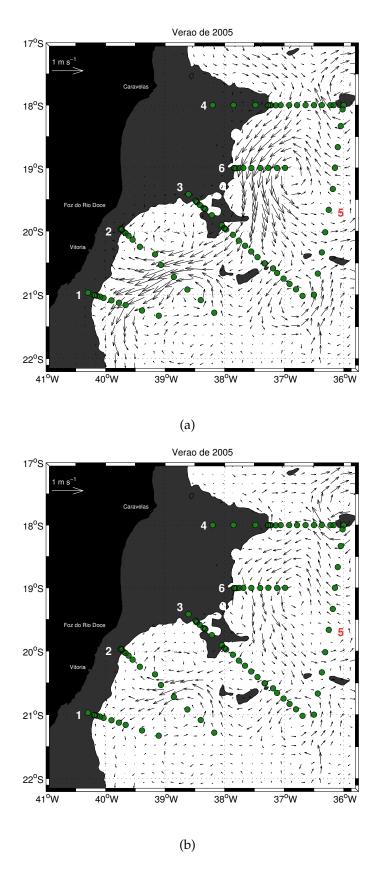


Figura 5.18: Mapas com vetores de velocidade para o cenário de verão (a) em superfície e (b) em 200 m de profundidade.

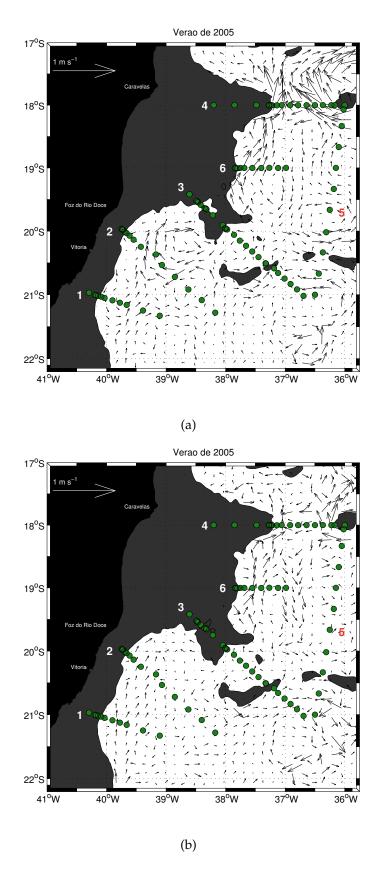


Figura 5.19: Mapas com vetores de velocidade para o cenário de verão (a) em 500 m e (b) em 800 m de profundidade.

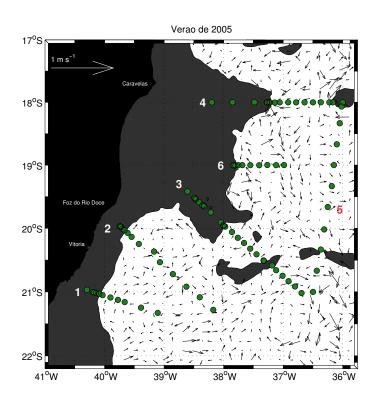


Figura 5.20: Mapa com vetores de velocidade para o cenário de verão em 1000 m de profundidade.

5.3 Quantidades Dinâmicas Associadas ao VA e VV

A partir dos campos superficiais de função de corrente, calculados com os resultados de velocidade do modelo numérico, foram obtidos valores aproximados das dimensões horizontais das feições de mesoescala em estudo. As dimensões foram calculadas tomando-se como referência a região de gradiente máximo de função de corrente, que é equivalente à região de máxima velocidade da feição. Assim, as dimensões a seguir apresentadas correspondem aos eixos maior e menor de velocidade máxima das feições de mesoescala em questão.

A Figura 5.21 exibe os campos superficiais de função de corrente para os cenários de inverno (a) e verão (b). No cenário de inverno verifica-se a existência de um anticiclone expressa por linhas de valor negativo de função de corrente fechadas. Centrado em $21,2^{\circ}$ S e $39,4^{\circ}$ W, identifica-se o VT, com eixo maior de ≈ 130 km e eixo menor de ≈ 100 km e com ≈ 10300 km². Vale ressaltar que o critério escolhido para a determinação do tamanho da feição considerou o máximo gradiente de função de corrente. Como esta feição está associada ao escoamento principal (CB), e apresenta linhas de função de corrente fechadas, esta se enquadra na classificação de vórtice exposta na Seção 1.3.

O cenário de verão (Figura 5.21b), ao contrário do cenário de inverno, mostra valores de função de corrente tanto negativos como positivos, exibindo três feições de mesoescala. Destas duas são anticiclônicas e uma é ciclônica. Centrada em 19°S e 36,7°W identifica-se o VA (anticiclonico), com eixo maior de \approx 178 km e eixo menor com \approx 99 km e com \approx 13900 km². Mais ao sul, encontra-se o VV (ciclônico) centrado em 20,2°S e 39,2°W e o anticiclone a ele associado, localizado em 21,3°S e 38,7°W. O VV apresenta eixo maior com cerca de \approx 158 km e eixo menor de \approx 116 km e área de \approx 14390 km², enquanto o anticiclone associado possui eixo maior de \approx 147 km e eixo menor com \approx 65 km e \approx 7590 km².

O número de Rossby (Ro) local pode ser estimado de duas maneiras. A primeira consiste em usar estimativas do raio médio do vórtice, da velocidade média ao longo desse raio e o parâmetro de Coriolis da latitude de estudo. Essa foi a forma com que *Schmid et al.* [1995] estimou em cerca de 0,22 o valor de Ro. A segunda seria o cálculo pontual deste número sobre o mapa de vorticidade relativa modelada normalizada pelo parâmetro de Coriolis médio da área. Essa foi a forma com que *Silveira et al.*

[2008] estimaram em 0,12 o Ro para o Vórtice de São Tomé. Optamos nesse trabalho por fazer a segunda forma, os mapas referente a Ro local em superfície para inverno e verão estão apresentados na Figura 5.22a e 5.22b, respectivamente e os valores médios encontrados estão na Tabela 5.1. Em termos médios, portanto, os resultados sugerem que a geostrofia pode ser uma boa aproximação para a investigação do escoamento na área de estudo. Nota-se, no entanto, valores de O(1) nas regiões associadas às frentes das correntes de contorno oeste, denotando o caráter semi geostrófico das mesmas.

Tabela 5.1: Quantidades dinâmicas do VV, VA e VT.

Vórtice	Eixo Maior	Eixo Menor	Vel. de Rotação	N° de Rossby
	(km)	(km)	(m \mathbf{s}^{-1})	
VV	158	116	0,19(0,44)	≈0,15
VA	178	99	0,25(0,82)	≈0,15
VT	130	100	0,62(0,78)	≈0,20

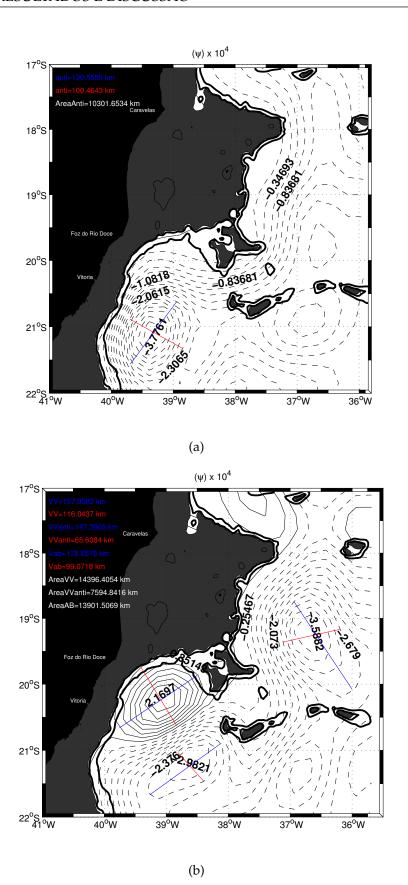
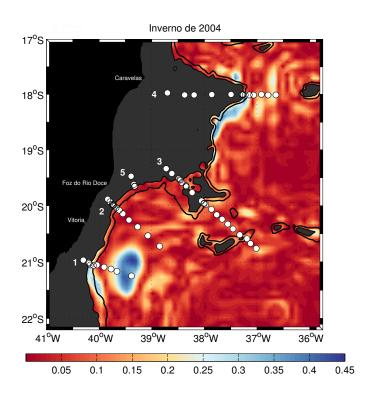


Figura 5.21: Mapas de função de corrente em superfície para os cenários de (a) inverno e (b) verão.



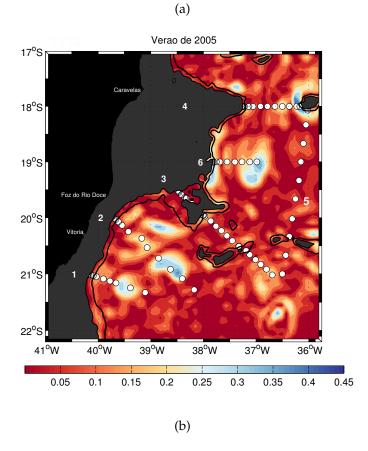


Figura 5.22: Mapas com Número de Rossby superficial para os cenários de (a) inverno e (b) verão.

Capítulo 6

Sumário e Conclusões

A região oceânica adjacente ao Embaiamento de Tubarão (ET) e ao Banco de Abrolhos (BAb) talvez seja uma das menos investigadas da margem continental brasileira. A descrição das feições oceanográficas desta região está restrita a menos de uma dúzia de artigos, sendo que vários da década de 80 e ligados ao Projeto "Transporte da Corrente do Brasil – TRANSCOBRA" [Signorini, 1978; Evans et al., 1983; Evans & Signorini, 1985]. É sabido hoje que a Corrente do Brasil (CB) é um escoamento raso, com cerca de 200 m de profundidade ao norte da Cadeia Vitória-Trindade (CVT) e se espessa ao sul desta, adquirindo tanto volume quanto momentum [Stramma & England, 1999; Silveira et al., 2000].

Na década de 90, dois artigos apresentam evidências de um vórtice ciclônico acomodado no ET e centrado na latitude da capital capixaba: o Vórtice de Vitória (VV). Um destes trabalhos, o de *Schmid et al.* [1995] descreve o VV como uma estrutura quase-permanente e quase-estacionária, infere conexão com a CB e sugere uma extensão vertical compreendendo a corrente, de cerca de 400 m. Apontam o VV como um vórtice essencialmente em balanço geostrófico, com raio médio de 50 km, número de Rossby *Ro* =0,20 e velocidades azimutais em superfície tipicamente de 0,35-0,45 m s⁻¹. O segundo trabalho é de *Gaeta et al.* [1999], no qual distribuições horizontais de propriedades hidrográficas, nutrientes e clorofila são apresentadas para os primeiros 100 m de coluna de água. A variação de temperatura (salinidade) entre centro e a borda são de 2°C (0,4), segundo estes últimos autores. As simulações numéricas de *Campos* [2006] sugerem que o VV apresenta robusta propagação para norte, podendo

atravessar a CVT e atingir a margem continental nordeste brasileira. Já o estudo teórico e observacional de *Silveira et al.* [2008] sugere que ao sul da CVT formam-se trens de ondas de vorticidade baroclinicamente instáveis de velocidade de fase nula ou fracamente para o norte. O VV seria um dos cavados desta onda, assim como os Vórtices de São Tomé e Cabo Frio. Em ambos os estudos citados, o VV se trata de uma estrutura recorrente, não perene, no ET. Entretanto, informações sobre sua estrutura vertical, seu transporte, sua relação com a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) e até mesmo sua perenidade não estão estabelecidas em estudos que considerem a análise de observações.

Ao norte da CVT, *Soutelino et al.* [2011], propõem que a CB seja dominada por vórtices anticiclônicos provavelmente forçados pela topografia. Os autores identificam o Vórtice de Abrolhos (VA) como um anticiclone presente em todos os três cruzeiros por eles analisados e centrado em 19°S, levantando então a hipótese de perenidade. Por outro lado, há estudos numéricos na região realizados por *Rezende et al.* [2011] que registram a formação tanto de ciclones quanto de anticiclones ao largo do BAb, e nenhum destes registra a feição como quase-estacionária e permanente. *Silva et al.* [2009] concentraram seus experimentos numéricos em termos de uma circulação média. A seção vertical de velocidade média em 19°S apresenta o sinal da distribuição seccional do VA, no entanto, o mesmo não é comentado pelos autores. Com base no fato de que i) a CB está em formação e organização como corrente de contorno oeste na região de estudo e ii) há evidente atividade de mesoescala formada por anticiclones ao norte da CVT e pelo ciclone no ET, formulamos a seguinte hipótese que norteia este trabalho: *Os anticiclones ao largo do Banco de Abrolhos são de mesma natureza dinâmica dos ciclones no Embaiamento de Tubarão*.

Para testar esta hipótese, utilizamos o conjunto de dados formado pelas observações hidrográficas e de ADCP obtidas durante o Projeto "Caracterização da Circulação Oceânica na Bacia do Espírito Santo e ao largo do Banco de Abrolhos", ou simplesmente Projeto Abrolhos, realizado entre 2004 e 2005 através de parceria entre a PETROBRAS e o Instituto Oceanográfico da USP. Os dados foram disponibilizados pela PETROBRAS e correspondem a radiais hidrográficas esparsas e amostragens entre a superfície e cerca de 2000 m de profundidade (Figura 2.1). Como visamos avaliar

a natureza dinâmica das feições de mesoescala desta região, urge que obtivéssemos distribuições horizontais e verticais das propriedades. Como as radiais varrem uma ampla área geográfica e são muito espaçadas uma das outras, o risco em obter uma descrição realista dependente somente da interpolação e cálculos dos mapas das propriedades é alto. O mesmo se aplica ao ajustamento das correntes à topografia complexa com campo de velocidades calculado pelo método dinâmico tradicional ou interpolação dos perfis de ADCP horizontalmente.

No presente estudo, então, nos propusemos a usar o *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) para simular o campo tridimensional de velocidade baroclínica correspondente aos dois cruzeiros quase-sinóticos do Projeto Abrolhos: o ABI (inverno de 2004) e o ABII (verão de 2005). O intento da simulação é interpolar os campos de temperatura e salinidade derivados das observações oceanográficas e obter um campo de velocidades baroclínicas livre de ruídos associados à quase-sinopticidade dos dados e ajustado à topografia. Este método no qual a simulação numérica é essencialmente utilizada como um interpolador dinâmico foi desenvolvido por *Ezer & Mellor* [1994].

Entretanto, não almejamos apenas aplicar a técnica supracitada em sua forma original, procuramos também adicionar campos de superfície verdadeiramente sinóticos: aqueles oriundos de imagens termais de satélite (MODIS, no presente caso) médios para o período dos dois cruzeiros. Usamos a técnica de *Calado et al.* [2008] para adimensionalizar os perfis de CTD e redimensionalizá-los com a temperatura de superfície do satélite. Os valores de salinidade de superfície foram construídos a partir de regressões lineares entre temperatura e salinidade climatológicas para partes costeira e oceânica separadamente.

Os campos iniciais de temperatura e salinidade do modelo foram gerados por mapeamento objetivo de múltiplas escalas, consideradas as escalas sinótica e climatológica. Para a climatologia, utilizou-se o conjunto descrito por *Boyer et al.* [2005], também adimensionalizado e redimensionalizado pela temperatura das imagens do MODIS e a salinidade construída.

Os experimentos numéricos foram realizados sem permitir que o modelo evoluísse o campo de massa, por um período de 100 dias, até que a curva de energia cinética média se estabilizasse e as velocidades baroclínicas fossem geradas. Em seguida, ape-

nas um período inercial foi simulado permitindo a evolução temporal de todos os campos hidrodinâmicos. Assim, foram obtidos resultados de modelagem numérica para dois cenários: inverno (ABI) e verão (ABII).

Os resultados do cenário de inverno apresentam a CB fluindo para sul até 200m de profundidade a partir da radial 4, transportando cerca de 2,5 Sv. Entre as radiais 4 e 3 a CB tem seu transporte acrescido em 4Sv. Ao cruzar a CVT, a CB se bifurca num ramo menor, que flui entre o Banco de Abrolhos (BAb) e o Banco Besnard(BB), e em um ramo principal, que cruza a cadeia entre o BB e o Monte Submarino Congress (MSC). Após se dividir ao passar pela CVT, na radial 2, a CB se reorganiza ao largo do ET, mantendose acima dos 500 m de profundidade e transportando cerca de 3 Sv. A redução do transporte identificada mostra que o escoamento da CB ainda não está completamente reorganizado sobre esta radial, o que possivelmente ocorre sobre a Radial 1, onde a mesma apresenta um transporte de 8 Sv até 500 m de profundidade. É nesta região que observa-se a formação do anticiclone aqui denominado VT, centrado em 21,5°S, que recircula cerca de 5 Sv da CB.

O escoamento de verão sobre a área de estudo pode ser sumarizado da seguinte forma: de forma semelhante ao cenário de inverno, a CB flui entre a superfície e \approx 300 m de profundidade a partir da radial 4, com transporte de aproximadamente -2,7 Sv. Esta corrente meandra anticiclonicamente sobre a radial 6 (\approx 19°S), sobretudo acima dos 500 m da coluna de água, apresentando um transporte com cerca de -10,5 Sv. Diferentemente do cenário de inverno, é identificada uma trifurcação da CB na região da CVT, com fluxo principal entre BB e MSC e dois fluxos secundários entre o BAb e o BB e a leste do MSC. Os três ramos possuem transporte e velocidade máxima, respectivamente, de 0,28 m s⁻¹ e -2,6 Sv, 0,1 m s⁻¹ e 0,1 Sv e 0,19 m s⁻¹ e 3 Sv. Mais ao sul, ao largo do ET, a CB se reorganiza, apresentando um dipolo, cuja porção oeste é representada pelo VV e a porção leste por um anticiclone ao VV associado. O VV recircula cerca de 2 Sv da CB e possui velocidades máximas de 0,19 m s⁻¹, enquanto o anticiclone transporta cerca de 1,9 Sv, com velocidades máximas de 0,12 m s⁻¹. Na porção mais a sul, a CB se reorganiza apresentando novamente o padrão de jato, compreendido entre superfície e 800 m de profundidade.

Em suma, foram identificadas no presente estudo três feições de mesoescala, os

VA, VT e VV, além de um anticiclone a este último associado. Os VV e VA se fizeram presentes somente no cenário de verão, enquanto o VT pode ser identificado unicamente no cenário de inverno, constatando, a partir dos dados analisados, a ausência de natureza perene dessas feições.

O VV teve sua estrutura tridimensional melhor investigada, uma vez que o conjunto de dados aqui analisados é mais robusto em relação a estudos anteriores. Este vórtice teve sua natureza intermitente confirmada, se estendendo da superfície até ≈800 m de profundidade, com eixo maior de 158 km e eixo menor de 116 km. Nota-se que o VT aqui descrito, possui estrutura vertical semelhante ao VV, estendendo-se a cerca de 1000 m de profundidade, abrindo a possibilidade de que o VT, assim como o VV, seja parte da onda de vorticidade baroclínica proposta por [Silveira et al., 2008] e presente nos experimentos de [Fernandes et al., 2009]. Além disso, a identificação de um anticiclone associado ao VV forma uma estrutura que se assemelha aos dipolos identificados por [Campos et al., 1995] na Bacia de Campos e formados por instabilidade barotrópica de acordo com [Pereira, 2005]. A presença da estrutura de dipolo aumenta assim a possibilidade de existência de fenômenos com naturezas dinâmicas distintas na região, apontando a necessidade de mais estudos de cunho tanto observacional quanto experimental.

O presente trabalho, além de propiciar uma melhor compreensão da estrutura do VV, é de fundamental importância para a descrição do VA, uma vez que apresenta uma base de dados mais robusta para estudo do mesmo, em comparação com estudos anteriores. O VA aqui identificado apresenta formato elíptico, com eixo maior paralelo à costa de 178 km e eixo menor de 99 km, se estendendo desde a superfície até \approx 400 m de profundidade. Assim, o VA se assemelha a um vórtice baroclínico de primeiro modo, no qual há uma inversão de sentido de rotação com a profundidade.

Tendo em vista a significativa diferença estrutural entre o VA e o VV, refuta-se assim, a hipótese científica levantada no início do trabalho de que ambos possuem a mesma estrutura dinâmica. Adicionalmente, os resultados mostraram um padrão de escoamento hidrodinamicamente complexo ao largo da região estudada, ainda carente de posteriores investigações.

6.1 Sugestões para Trabalhos Futuros

Como trabalhos futuros, sugerimos experimentos numéricos regionais para o domínio de interesse, incorporando modelos de feição, tal qual realizado por *Calado et al.* [2008] e *Calado et al.* [2010] na Bacia de Campos. Além disso, investigação de dados oriundos de derivadores e flutuadores na região poderiam esclarecer alguns aspectos adicionais do escoamento baroclínico local.

Os mecanismos que desencadeiam a atividade de mesoescala ao largo do Embaiamento de Tubarão e do Banco de Abrolhos ainda não foram devidamente estudados. O conhecimento desses é primordial para a compreensão da variabilidade sazonal e anual do escoamento da região, o que poderia elucidar a resposta deste cenário a eventuais alterações meteorológicas em meso e larga escala, uma vez que o conhecimento da circulação oceânica na área é estratégico para a economia do país.

Referências Bibliográficas

- AIAA, 1998: Guide for the verification and validation of computational fluid dynamics simulations. Relatório técnico, [online], American Institute of Aeronautics and Astronautics, AIAA-G-077-1998, www.aiaa.org/store, Reston, VA.
- Arakawa, A. & V. R. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, 17, 173–265.
- Böebel, O., R. E. Davis, M. Ollitraut, R. G. Peterson, P. L. Richard, C. Schmid, & W. Zenk, 1999: The intermediate depth circulation of the Western South Atlantic. *Geophys. Res. Letters*, 26(21), 3329–3332.
- Boyer, T., S. Levitus, H. Garcia, R. A. Locarnini, C. Stephens, & J. Antonov, 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., 2006: Dinâmica da Interação da atividade de meso-escala da Corrente do Brasil com o fenômeno de ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, RJ. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 159 pp.
- Calado, L., I. da Silveira, A. Gangopadhyay, & B. de Castro, 2010: Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22*S*, Brazil). *Continental Shelf Research*, 30, 1181–1188.
- Calado, L., A. Gangopadhyay, & I. C. A. Silveira, 2008: Feature-oriented regional modeling and simulations (FORMS) for the western South Atlantic: Southeastern Brazil region. *Ocean Modelling*, 25, 48–64.
- Campos, E. D. J., 2006: Equatorward translation of the Vitoria Eddy in a numerical simulation. *Geophys. Res. Letters*, 33, L22.607.

- Campos, E. J. D., J. E. GonÇalves, & Y. Ikeda, 1995: Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight summer of 1991. *J. Geophys. Res-Oceans*, 100(C9), 18.537–18.550.
- Carter, E. F. & A. R. Robinson, 1987: Analysis models for the estimation of oceanic fields. *J. Atmos. Oc. Tech.*, 4(1), 49–74.
- Dengler, M., F. Schott, C. Eden, P. Brandt, J. Fischer, & Z. R. J., 2004: Break-up of the Atlantic deep western boundary current into eddies at 80S. *Nature*, 432, 1018–1020.
- Emilson, I., 1961: The shelf and coastal waters off Sourthern Brazil. *Bolm. Inst. oceanogr.*, 17(2), 101–112.
- Evans, D. & S. R. Signorini, 1985: Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, 315, 48–50.
- Evans, D., S. R. Signorini, & L. Miranda, 1983: A note on the transport of the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1732–1738.
- Ezer, T. & G. L. Mellor, 1994: Diagnostic and prognostic calculations for the North Atlantic circulation and sea level using a sigma coordinate model. *Journal of Geophysical Research*, 99(14), 14.159–14.171.
- Fernandes, A. M., I. C. A. Silveira, L. Calado, E. D. J. Campos, & A. M. Paiva, 2009: A two-layer approximation to the Brazil Current–Intermediate Western Boundary Current System between 20°S and 28°S. *Ocean Modelling*, 29, 154–158.
- França, A., 1979: Geomorfologia da margem continental leste brasileira e da bacia oceânica adjacente. In PROJETO REMAC. Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. PETROBRAS. CENPES. DINTEP (Série REMAC no. 7), Rio de Janeiro, 89–127.
- Gaeta, S. A., J. A. Lorenzzetti, L. B. Miranda, S. Susini-Ribeiro, & M. Pompeu, 1999: The Vitória Eddy and its relation to the phytoplankton biomass and primary productivity during tha austral 1995. *Arch. Fish.Mar. Res.*, 47, 253–270.
- Gandin, L., 1965: *Objective analysis of meteorological fields*. Israel Program for Scientific Translation.

- Gangopadhyay, A., A. R. Robinson, & H. Arango, 1997: Circulation and Dynamics of the Western North Atlantic. Part I: Multiscale Feature. *14*, 1314–1332.
- Kundu, P. K., 1990: *Fluid Mechanics*. Academic Press, Inc., San Diego, California, 638 pp.
- Large, W. G., J. C. McWilliams, & S. C. Doney, 1994: Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32, 363–403.
- 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, 144 pp.
- Mellor, G. L. & T. Yamada, 1992: Development of turbulent closure model for geophysical fluid dynamics problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851–875.
- Miranda, L. B., 1985: Forma da correlação T-S de massas de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabe de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP). *Bolm. Inst. oceanogr.*, 33(2), 105–119.
- Miranda, L. B. & B. M. Castro, 1981: Geostrophic flow conditions at 19°S. *Ciência Inter-americana*, 22(1-2), 44–48.
- Munk, W. H., 1950: On the wind-driven ocean circulation. *Journal of Meteorology*, 7, 79–93.
- Onken, R., A. R. Robinson, P. F. J. Lermusiaux, P. J. Haley Jr., & L. A. Anderson, 2003: Data-driven simulations of synoptic circulation and transports in the Tunisia-Sardinia-Sicily region. *J. Geophys. Res-Oceans*, 108(C9), 8123.
- Oreskes, N., K. Shrader-Frechette, & K. Belitz, 1994: Verification, Validation, and Confirmation of Numerical Models in the Earth Sciences. *Science*, 263, 641–646.
- Palma, J. J. C., A. A. L. A. Tavares, & I. K. Jeck, 2008: Mapa fisiográfico da plataforma jurídica brasileira e áreas oceânicas adjacentes. Relatório técnico, Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Serviço Geológico do Brasil CPRM.

- Pereira, D. P. C., 2005: Caracterizção da estrutura termohalina e de velocidades dos dipolos vorticais da Corrente do Brasil. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro., monografia de graduação edição, 60 pp.
- Rezende, L. F., P. A. Silva, M. Cirano, A. Peliz, & J. Dubert, 2011: Mean Circulation, Seasonal Cycle, and Eddy Interactions in the Eastern Brazilian Margin, a Nested ROMS Model. *Journal of Coastal Research*, 27(2), 329–347.
- Rodrigues, R. R., L. M. Rothstein, & M. Wimbush, 2007: Seasonal Variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: A Numerical Study. *JPO*, 37, 16–30.
- Sandström, J. W. & B. Helland-Hansen, 1903: Übber die Berechnung von Meereströmungen. Rept. Norwegian Fishery and Marine Investigations, 2(4), 72–233.
- Schmid, C. H., H. Schafer, G. Podesta, & W. Zenk, 1995: The Vitória Eddy and its relation to the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, 25(11), 2532–2546.
- Schott, F., L. Stramma, W. Wang, B. Giese, & R. Zantopp, 2008: Pacific subtropical cell variability in the SODA 2.0.2/3 assimilation. *Geophys. Res. Letters*, 35, L10.607.
- Schott, F. A., M. Dengler, R. Zantopp, L. Stramma, J. Fischer, & P. Brandt, 2005: The Shallow and Deep Western Boundary Circulation of the South Atlantic at 5°–11°S. *Journal of Physical Oceanography*, 35, 2031–2053.
- Shchepetkin, A. F. & J. C. McWilliams, 2005: The Regional Oceanic Modeling System (ROMS): A Split-Explicit, Free-Surface, Topography-Following-Coordinate Oceanic Model. *OM*, *9*(*4*), 347–404.
- Shchepetkin, A. F. & J. C. McWilliams, 2009: Correction and Commentary for "Ocean Forecasting in Terrain-Following Coordinates: Formulation and Skill Assessment of the Regional Ocean Modeling System"by Haidvogel et al. *Journal of Computational Physics*, 228, 8985–9000.
- 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 Res.*, 25(5), 481–490.

- Silva, M., M. Araujo, J. Servain, P. Penven, & C. A. D. Lentini, 2009: High-resolution regional ocean dynamics simulation in the southwestern tropical Atlantic. *Ocean Modelling*, 30, 256–269.
- Silveira, I. C. A., 2007: O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ. Tese de livre docência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 160 pp.
- Silveira, I. C. A., L. Calado, B. M. Castro, M. Cirano, J. A. M. Lima, & A. S. Mascarenhas, 2004: On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current System. *Geophys. Res. Letters*, 31(14), L14.308.
- Silveira, I. C. A., J. A. Lima, A. C. K. Schmidt, W. Ceccopieri, A. Sartori, & R. F. C. Fontes, 2008: Is the meander growth in the Brazil Current system due to baroclinic stability? *Dynam. Atmos. Oceans*, 45, 187–207.
- Silveira, I. C. A., L. B. Miranda, & W. S. Brown, 1994: On the origins of the North Brazil Current. *J. Geophys. Res-Oceans*, 99(C11), 22.501–22.512.
- Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. Godoi, & Y. Ikeda, 2000: A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Rev. bras. oceanogr.*, 48(2), 171–183.
- Smith, W. H. F. & D. T. Sandwell, 1997: Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277, 1957–1962.
- Song, Y. & D. Haidvogel, 1994: A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. *J. Comput. Phys.*, 115, 228–244.
- Soutelino, R. G., 2008: A origem da corrente do Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 101 pp.
- Soutelino, R. G., I. C. A. da Silveira, A. Gangopadhyay, & J. A. Miranda, 2011: Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20°S? *Geophysical Research Letters*, 38, L03.607.
- Stommel, H., 1948: The westward intensification of wind-driven ocean currents. *TAGU*, 29, 202–206.

- Stramma, L. & M. England, 1999: On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res-Oceans*, 104(C9), 20.863–20.883.
- Stramma, L., J. Fischer, & J. Reppin, 1995: The North Brazil Undercurrent. *Deep-Sea Research Part I Oceanographic Research Papers*, 42(5), 773 795.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson, & R. H. Fleming, 1942: *The Oceans, their physics, chemistry, and general biology*. Prentice-Hall Inc., New Jersey, 1087 pp.