

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL

Ricardo Nogueira Servino

**A bifurcação da Corrente do Brasil no Embaiamento
de Tubarão e seu papel na formação de vórtices
ciclônicos**

Aracruz
2014

Ricardo Nogueira Servino

**A bifurcação da Corrente do Brasil no Embaiamento
de Tubarão e seu papel na formação de vórtices
ciclônicos**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Oceanografia Ambiental.

Orientador: Dr. Renato David Ghisolfi

Aracruz
2014

Ricardo Nogueira Servino

A bifurcação da Corrente do Brasil no Embaiamento de Tubarão e seu papel na formação de vórtices ciclônicos

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Oceanografia Ambiental.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Renato D. Ghisolfi – Orientador
Universidade Federal do Espírito Santo / UFES

Prof. Dr. Daniel Rigo – Examinador Interno
Universidade Federal do Espírito Santo / UFES

Prof. Dr. Afonso M. Paiva – Examinador Externo
Universidade Federal do Rio de Janeiro / UFRJ – COPPE

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iii
RESUMO	iv
ABSTRACT	v
LISTA DE FIGURAS	vi
LISTA DE TABELAS	ix
LISTA DE ABREVIÇÕES	x
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 <i>CIRCULAÇÃO DO ATLÂNTICO SUL</i>	1
1.2 <i>CORRENTE DO BRASIL</i>	4
1.3 <i>VÓRTICE DE VITÓRIA</i>	10
1.4 <i>BIFURCAÇÃO DE UM JATO GEOSTRÓFICO</i>	12
2 HIPÓTESE E OBJETIVOS	16
2.1 <i>OBJETIVO GERAL</i>	16
2.2 <i>OBJETIVOS ESPECÍFICOS</i>	16
3 METODOLOGIA	17
3.1 <i>ÁREA DE ESTUDO</i>	17
3.2 <i>BASE DE RESULTADOS</i>	21
3.3 <i>PROCESSAMENTO DOS RESULTADOS NUMÉRICOS</i>	22
3.3.1 <i>Estimativa de transporte de volume</i>	22
3.3.2 <i>Caracterização da bifurcação</i>	25
a) <i>Transporte de volume</i>	25
b) <i>Ângulo de incidência</i>	27
c) <i>Latitude de incidência</i>	29
3.3.3 <i>Identificação e caracterização dos vórtices</i>	29

3.4	ADAPTAÇÃO E APLICAÇÃO DO MODELO ANALÍTICO DE BIFURCAÇÃO	30
3.5	CÁLCULOS ENERGÉTICOS	35
3.5.1	<i>Equações básicas</i>	35
3.5.2	<i>Energia Cinética Média</i>	36
3.5.3	<i>Energia Cinética Turbulenta</i>	36
3.5.4	<i>Energia Potencial Média</i>	37
3.5.5	<i>Energia Potencial Turbulenta</i>	37
3.5.6	<i>Conversão Barotrópica</i>	37
3.5.7	<i>Conversão Baroclínica</i>	38
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	39
4.1	IDENTIFICAÇÃO DOS VÓRTICES CICLÔNICOS	40
4.2	TRANSPORTE DE VOLUME ENTRE OS CANAIS	42
4.3	TRANSPORTE ENTRE OS CANAIS VS PRESENÇA DE VÓRTICES	45
4.4	ÂNGULO E LATITUDE DE INCIDÊNCIA	49
4.5	COMPARAÇÃO NUMÉRICA VS ANALÍTICA	53
4.6	ANÁLISE ENERGÉTICA	62
4.6.1	<i>Energia Cinética Média</i>	62
4.6.2	<i>Energia Cinética Turbulenta</i>	65
4.6.3	<i>Energia Potencial Média</i>	67
4.6.4	<i>Energia Potencial Turbulenta</i>	69
4.6.5	<i>Conversão Barotrópica</i>	71
4.6.6	<i>Conversão Baroclínica</i>	73
4.7	MODELOS DE FORMAÇÃO PARA OS VÓRTICES VC1 E VC2	76
5	CONCLUSÕES	79
5.1	SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	81
6	REFERÊNCIAS	82

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à minha família. Aos meus pais, que nunca mediram esforços para proporcionar aos seus filhos uma base de educação e qualidade de vida muito acima daquelas que eles puderam ter para si próprios. E ao meu irmão, pelo companheirismo e confiança de sempre. Uma estrutura familiar bem construída foi essencial para todas as conquistas da minha vida.

Agradeço ao meu orientador Renato Ghisolfi pelo compromisso com este trabalho de mestrado desde a criação do projeto até o momento da defesa. Sempre soube que poderia contar com sua disponibilidade mesmo ele estando inundado de outras tarefas para resolver.

Agradeço ao meu co-orientador José Luiz Azevedo, cuja incrível didática e vasto conhecimento fazem parecer fáceis assuntos extremamente complexos. Suas contribuições para este trabalho foram enormes.

Agradeço a todos os professores que fazem parte do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental da UFES pelo conhecimento passado sobre esse curso multidisciplinar tão interessante.

Agradeço à minha querida Lidi por me acompanhar ao longo desta jornada, sempre me apoiando.

Agradeço aos colegas do laboratório Poseidon pelo ótimo convívio, compartilhamento de experiências e, é claro, aos momentos de descontração. Um grande abraço para Júlia, Tayná, Felipets, Mahatma, Mariana, Meyre, Angelo, Fran, Nina, Luana, Arthur e Juliane.

Agradeço a todos os funcionários da Base Oceanográfica pelo imenso carinho e respeito com que tratam os alunos do programa.

Agradeço à equipe REMO (Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica – COPPE/UFRJ) e principalmente à Mariela Gabioux por cederem os resultados de modelagem numérica que tornaram possível este estudo.

Agradeço à Universidade Petrobras e ao Programa de Recursos Humanos (PRH29), vinculado à Agência Nacional de Petróleo (ANP), pela bolsa de estudos concedida.

Obrigado a todos!

RESUMO

A região de transição entre a costa leste e a costa sudeste brasileira, entre 19°S e 21°S, apresenta feições geomorfológicas que caracterizam uma linha de quebra de plataforma complexa. O Banco de Abrolhos e os montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade (CVT) são irregularidades que promovem influências no sistema de correntes de contorno oeste local, em especial ao fluxo da Corrente do Brasil (CB), induzindo a formação de meandramentos e vórtices na região. Confinado por essas estruturas ao seu redor, o Embaiamento de Tubarão (ET) compreende uma região em frente à Vitória (20,3°S; 40,3°W) que abriga vórtices ciclônicos cuja formação foi investigada no presente trabalho como sendo influenciada por uma bifurcação da CB nesse sítio.

A bifurcação de uma corrente geostrófica é um processo geofísico de interação de um jato e uma parede continental, com a conseqüente formação de dois jatos secundários – um em cada direção – e que pode ser responsável pela formação de vórtices em bacias parcialmente confinadas (e.g. Mar de Alborão e Mar do Japão). Esse processo foi encontrado no ET a partir de uma recorrente incidência da CB em seu talude continental, identificada com base em resultados de uma simulação numérica de alta resolução espacial e batimetria tratada. Ao que se tenha conhecimento, esta é a primeira descrição de tal processo na região.

Os resultados encontrados sugerem que o jato secundário desviado para o interior do ET tenha um papel indispensável na formação e manutenção de dois tipos de vórtices ciclônicos, diferenciados entre si principalmente em tamanho, duração e período de ocorrência. As características desses vórtices e da própria bifurcação mostraram estar sensivelmente ligadas ao padrão de escoamento da CB pelos canais formados entre os montes da CVT.

Palavras-chave: Cadeia Vitória-Trindade, Vórtice de Vitória, costa leste e sudeste brasileira.

ABSTRACT

The transition region from the east to the southeast Brazilian coast, between 19°S and 21°S, shows remarkable geomorphological features that characterizes a complex shelf-break line. The Abrolhos Banks and the Vitória-Trindade Ridge's (VTR) seamounts are irregularities that promote influences on the of western boundary currents system in this region, specially to the Brazil Current (BC), inducing its meandering and the developing of eddies locally. Confined by these structures around it, the Tubarão Bight (TB) is a region in front of Vitória (20.3°S; 40.3°W) that shelters cyclonic eddies which formation as influenced by a bifurcation of the BC in this site was investigated in this study.

The bifurcation of a geostrophic current is a geophysical process of interaction between a jet and a continental boundary that results in the formation of two opposing secondary jets that can be responsible for the developing of eddies inside partially confined oceanic basins (e.g Alboran Sea and Sea of Japan). The occurrence of this process was found inside the TB following the impinging of the BC on its continental slope, identified as a result of numerical modelling results derived from a high-resolution and refined topography simulation. To the extent of our knowledge, this is the first description of such process in this region.

This work's findings suggest that the secondary jet deflected to the TB's interior is necessary to the developing and maintenance of two types of eddies with different size, duration and sazonality. These eddies' characteristics and the bifurcation's itself were significantly linked to the flowing pattern of the BC through the VTR's seamounts.

Key-words: Vitória-Trindade Ridge, Vitória Eddy, east and southeast Brazilian coast.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Representação esquemática das correntes superficiais do Oceano Atlântico Sul.....	1
Figura 1.2 – Síntese dos padrões esquematizados por STRAMMA & ENGLAND (1999) para a BiCSEs e formação das CCOs da costa brasileira.....	3
Figura 1.3 – Campo de função corrente geostrófica absoluta a 500 m de profundidade sobreposto por vetores de velocidade.	5
Figura 1.4 – Imagem AVHRR da costa leste-sudeste brasileira mostrando a ocorrência da onda de vorticidade.....	8
Figura 1.5 – Hipótese de CAMPOS <i>et al.</i> (1995) para a geração de meandramento da CB a partir da conservação da vorticidade potencial.	9
Figura 1.6 – Imagem de temperatura da superfície do mar obtida por sensores de satélites mostrando a entrada do Jato Atlântico (AJ) e localização do WAG.	13
Figura 3.1 – Mapa batimétrico da costa do Espírito Santo.....	17
Figura 3.2 – Localização das principais feições geomorfológicas da área de estudo.	18
Figura 3.3 – Mapa tridimensional da topografia da costa do Espírito Santo mostrando as principais feições geomorfológicas da região.....	19
Figura 3.4 – Transecto meridional genérico	23
Figura 3.5 – Detalhe do retângulo que representa o ponto $j=2, k=2$	24
Figura 3.6 – Localização dos transectos estáticos	26
Figura 3.7 – Exemplos de localização dos transectos dinâmicos.....	27
Figura 3.8 – Padronização do ângulo em relação à costa	28
Figura 3.9 – Orientação da costa dos 3 setores do talude continental.....	28
Figura 3.10 – Visão superior do problema como descrito em WHITEHEAD (1985)..	30
Figura 3.11 – Visão superior do problema para a área de estudo.....	31

Figura 3.12 – Profundidade da isoterma de 20°C (linhas contínuas) obtida através de dados hidrográficos.....	32
Figura 3.13 – Perfis de velocidade (em vermelho) e altura ao longo do eixo η do jato incidente.....	33
Figura 3.14 – Relação entre o ângulo incidente e o percentual de momentum e volume desviados para a esquerda da bifurcação para a área de estudo (Hemisfério Sul).	34
Figura 4.1 – Ocorrência percentual de bifurcação para cada mês durante os 4 anos de dados.	39
Figura 4.2 – <i>Snapshots</i> de campos horizontais de velocidade do fluxo na camada isopical $\sigma_\theta=24,7\text{kg/m}^3$	40
Figura 4.3 – Ocorrência dos dois tipos de vórtices ciclônicos.....	41
Figura 4.4 – Variação mensal do transporte relativo (%) de volume por entre os canais.....	43
Figura 4.5 – Valores médios de transporte de volume nos 4 transectos estáticos nos períodos de presença dos vórtices VC1, VC2 e ausência de vórtices.	45
Figura 4.6 – Valores diários do número de Rossby para os anos de 2008 a 2011 associados aos fluxos que passam pelos canais.....	47
Figura 4.7 – Frequência de ocorrências de cada valor de ângulo.....	50
Figura 4.8 – Frequência de ocorrências de cada valor de ângulo de incidência do jato à costa no Embaiamento de Tubarão, separados nos dois períodos descritos pela legenda.	50
Figura 4.9 – Relação entre ângulo e latitude de incidência do jato.....	51
Figura 4.10 – Relação entre o ângulo de incidência da CB no ET e o percentual do transporte de volume direcionado para o jato sul após a bifurcação.	54
Figura 4.11 – Relação entre o ângulo de incidência da CB no ET e o percentual de volume direcionado para sul após a bifurcação com destaque aos valores referentes aos diferentes tipos de ocorrência de vórtices.....	56
Figura 4.12 – Anomalia da profundidade da pincloina (m) simulada para o Mar de Alborão.	60

Figura 4.13 – Trajetórias de boias de deriva do programa GDP	61
Figura 4.14 – Campos horizontais de Energia Cinética Média a 100 m de profundidade.....	64
Figura 4.15 – Campos horizontais de Energia Cinética Turbulenta a 100 m de profundidade.....	66
Figura 4.16 – Campos horizontais de Energia Potencial Média a 100 m de profundidade.....	68
Figura 4.17 – Campos horizontais de Energia Potencial Turbulenta a 100 m de profundidade.....	70
Figura 4.18 – Campos horizontais de Conversão Barotrópica a 100 m de profundidade.....	72
Figura 4.19 – Campos horizontais de Conversão Baroclínica a 100 m de profundidade.....	74
Figura 4.20 – Modelo esquemático da formação dos vórtices a partir do processo de fechamento de um meandro da Corrente do Brasil	75
Figura 4.21 – Modelo esquemático da localização dos principais jatos (setas azuis) e sua relação com a formação de um vórtice VC1.....	77
Figura 4.22 – Modelo esquemático da localização dos principais jatos (setas vermelhas) e sua relação com a formação de um vórtice VC2.....	78

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Estimativas de transporte de volume e velocidade máxima da CB em diferentes latitudes por diferentes autores, com destaque à região do presente estudo.	7
Tabela 2 – Transporte de volume médio (Sv) mensal no período 2008-2011 pelos canais formados entre os montes da Cadeia Vitória-Trindade entre 2008 e 2011.....	42
Tabela 3 – Percentual relativo do transporte de volume médio mensal nos respectivos canais formados entre os montes da Cadeia Vitória-Trindade entre 2008 e 2011.....	42
Tabela 4 – Estimativas de PASSOS (2011) para o transporte de volume absoluto e relativo dos jatos da CB ao fluírem pelos canais da Cadeia Vitória-Trindade em Setembro de 2004 e Março de 2005.....	44
Tabela 5 – Ângulo, em graus, do jato incidente em relação à costa para cada tipo de ocorrência de vórtices ciclônicos.	55
Tabela 6 – Transporte relativo médio (%) desviado para norte e sul após a bifurcação para cada tipo de ocorrência de vórtices.....	57
Tabela 7 – Transporte absoluto (Sv) desviado para o jato norte após a bifurcação para cada tipo de ocorrência de vórtices.	57

LISTA DE ABREVIações

ACAS – Água Central do Atlântico Sul.

AIA – Água Intermediária Antártica.

APAN – Água Profunda do Atlântico Norte.

AT – Água Tropical.

BiCSEs – Bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial.

CB – Corrente do Brasil.

CBC – Conversão Baroclínica.

CBT – Conversão Barotrópica.

CCI – Corrente de Contorno Intermediário.

CCO – Corrente de Contorno Oeste.

CCP – Corrente de Contorno Profunda.

CH1, CH2 e CH3 – Canais 1, 2 e 3.

CNB – Corrente Norte do Brasil.

CSE – Corrente Sul Equatorial.

CSEs – Ramo sul da Corrente Sul Equatorial.

CVT – Cadeia Vitória-Trindade.

ECM – Energia Cinética Média.

ECT – Energia Cinética Turbulenta.

EPM – Energia Potencial Média.

EPT – Energia Potencial Turbulenta.

ET – Embaiamento de Tubarão.

GDP – *Global Drifter Program*.

HYCOM – *Hybrid Coordinate Ocean Model*.

MB – Monte Besnard.

MC – Monte Congress.

OAS – Oceano Atlântico Sul.

SNB – Sub-Corrente Norte do Brasil.

T1, T2, T3 e T4 – Transectos Estáticos 1, 2, 3 e 4.

VC1 – Vórtice Ciclônico tipo 1.

VC2 – Vórtice Ciclônico tipo 2.

VIX – Vitória.

VV – Vórtice de Vitória.

WAG – *Western Alboran Gyre*.

1 INTRODUÇÃO

1.1 CIRCULAÇÃO DO ATLÂNTICO SUL

A dinâmica superficial do Oceano Atlântico Sul (OAS) é regida pelo Giro Subtropical do Atlântico Sul. Esse elemento de larga escala é a feição predominante no OAS, ocupando quase totalmente essa bacia oceânica. Esse giro é um conjunto de correntes superficiais dirigidas pelo vento que formam um circuito anticiclônico – sentido anti-horário – que inclui: a Corrente de Benguela; a Corrente Sul Equatorial (CSE); a Corrente do Brasil (CB); e a Corrente do Atlântico Sul. Em sua região central, localiza-se uma zona com pouco movimento horizontal que coincide com um centro de alta pressão atmosférica climatológico – a Alta Subtropical do Atlântico Sul. O Giro Subtropical do Atlântico Sul é limitado ao norte pelo sistema de correntes equatoriais e ao sul pela Corrente Circumpolar Antártica. A Figura 1.1 mostra o conjunto desses sistemas no OAS (PETERSON & STRAMMA, 1991).

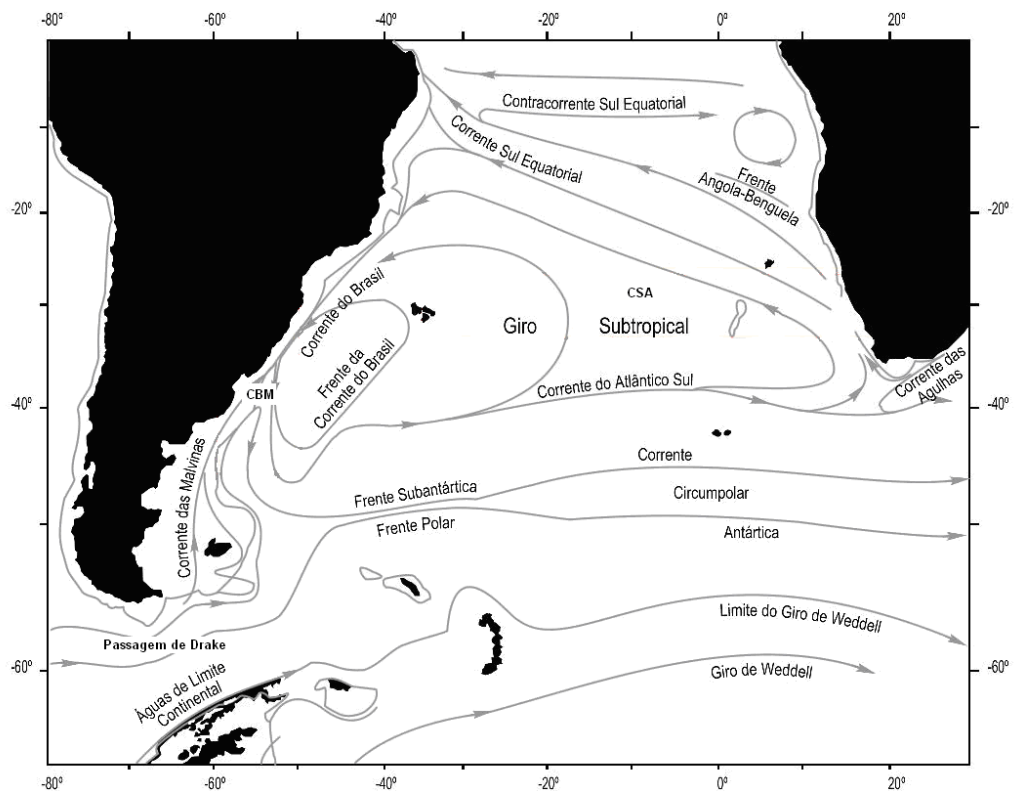


Figura 1.1 – Representação esquemática das correntes superficiais do Oceano Atlântico Sul. Adaptado de: PETERSON & STRAMMA (1991).

A entrada da Corrente das Agulhas no OAS a partir do Oceano Índico pode ser tomada como o ponto inicial do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Após sua entrada no OAS, a corrente se divide e parte dela retroflete e retorna em direção ao Oceano Índico. Este processo de retroflexão é responsável pela formação de diversos vórtices anticiclônicos de grandes dimensões que transportam grande quantidade de massa e energia através do OAS, podendo interagir com a costa sudeste/sul brasileira em alguns casos (AZEVEDO *et al.*, 2012). A outra parcela segue a costa africana e contribui na formação da Corrente de Benguela (Figura 1.1), que se desprende da costa em torno de 30°S (STRAMMA & PETERSON, 1989) e move-se em direção noroeste para formar a CSE.

A CSE é uma corrente horizontalmente extensa direcionada para oeste que cruza o OAS até a costa brasileira. Como o sistema das correntes equatoriais é bastante complexo (WINDERS *et al.*, 2000), a literatura a separa em três ramos: norte, central e sul (CSEs). Ao se encontrar com a margem continental brasileira, boa parte da CSE mantém-se direcionada junto à costa nordeste/norte do Brasil, formando a Corrente Norte do Brasil (CNB) em direção ao equador, que transporta grande volume de água para o Atlântico Norte. Apenas uma menor parcela, a partir do CSEs, é desviada em direção ao polo sul junto à costa leste brasileira e dá origem à CB. Esse fenômeno de interação entre a CSE e a margem continental é conhecido como a Bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (BiCSEs).

A BiCSEs ocorre a nível superficial, picnoclínico (água central) e subpicnoclínico (água intermediária) em latitudes distintas. Segundo STRAMMA & ENGLAND (1999), nos primeiros 100 m da coluna d'água, o CSEs transporta Água Tropical (AT) e encontra-se com a costa em 15°S. Neste nível, a BiCSEs dá origem a uma rasa CB ao sul deste ponto e à CNB ao norte. Entre 100 m e 500 m, o CSEs transporta Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e encontra-se com a costa em 20°S. Nesta camada, a bifurcação dá origem à Sub-Corrente Norte do Brasil (SNB) ao norte, e incrementa o transporte da CB em maiores profundidades ao sul. Por fim, entre 500 m e 1200 m, o CSEs transporta Água Intermediária Antártica (AIA) e encontra-se com a costa em 25°S. Nesta profundidade, origina-se a Corrente de Contorno Intermediário (CCI) ao norte da bifurcação e a CB recebe novamente um incremento em seu transporte ao sul da bifurcação. A partir desta latitude, a CB passa a ocupar praticamente toda a coluna d'água.

SOUTELINO (2008) sintetizou de maneira clara (Figura 1.2), de acordo com os padrões encontrados por STRAMMA & ENGLAND (1999), a chegada do CSEs à margem continental brasileira e a consequente formação das Correntes de Contorno Oeste (CCOs) previamente mencionadas – CNB, SNB, CCI e CB. Ainda, este autor apontou a existência da Corrente de Contorno Profunda (CCP) em direção sul/sudoeste, por todo o domínio, transportando Água Profunda do Atlântico Norte (APAN).

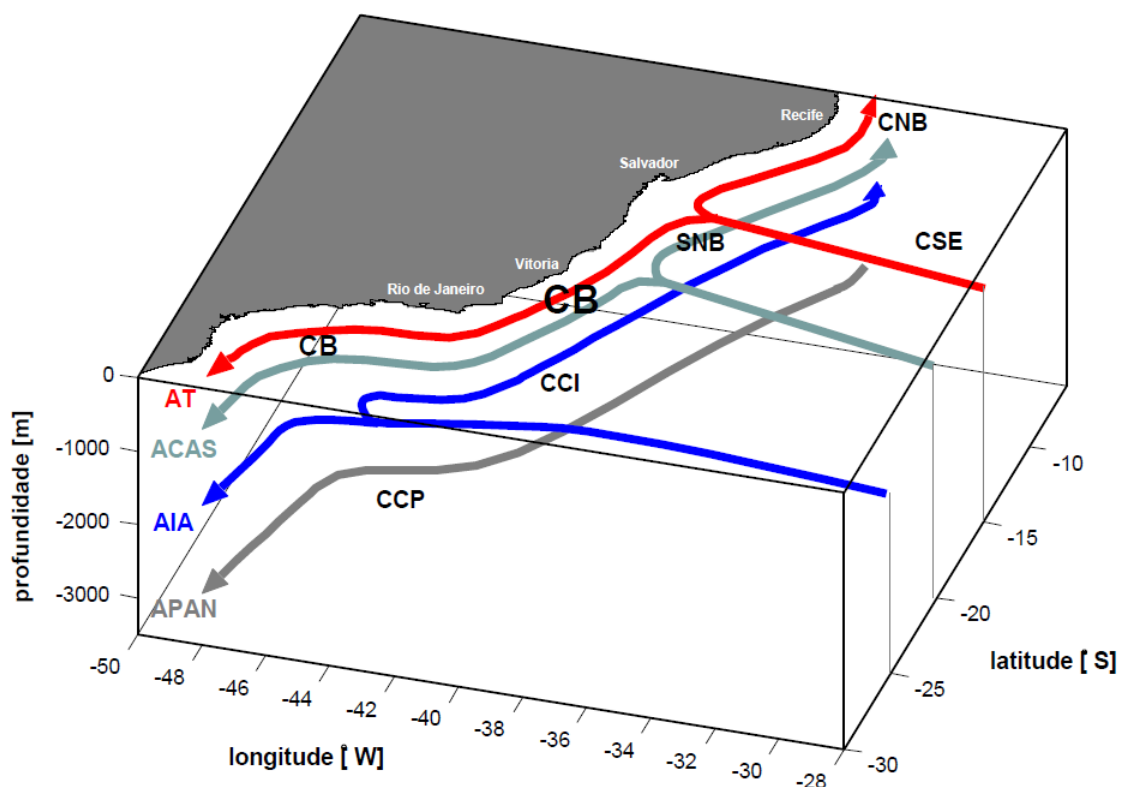


Figura 1.2 – Síntese dos padrões esquematizados por STRAMMA & ENGLAND (1999) para a BiCSEs e formação das CCOs da costa brasileira. Fonte: SOUTELINO (2008).

Após fluir junto à costa brasileira até cerca de 36°S, a CB desprende-se da linha de quebra de plataforma e passa a mover-se mais afastada da costa, ainda em sentido sul (OLSON *et al.*, 1988). Essa corrente continua carregando águas relativamente quentes até uma latitude que varia de 38°S a 46°S (LEGECKIS & GORDON, 1982), onde interage com a Corrente das Malvinas na Confluência Brasil-Malvinas para dar origem à Corrente do Atlântico Sul. Essa corrente move-se em direção leste até encontrar-se com a Corrente das Agulhas e fecha o Giro Subtropical do Atlântico Sul (PETERSON & STRAMMA, 1991).

1.2 CORRENTE DO BRASIL

Dentro das bacias oceânicas de todo o globo, as CCOs são descritas por serem correntes estreitas, profundas e intensas, necessárias para fechar o cálculo de circulação de Sverdrup (BROWN *et al.*, 2001). A CB se diferencia das demais CCOs por apresentar intensidades bem menores, principalmente em termos de transporte de volume. Segundo TOMCZAK & GODFREY (1994), se for considerado apenas o balanço de Sverdrup, a CB e a Corrente do Golfo – CCO que fecha o Giro Subtropical do Atlântico Norte – deveriam apresentar um transporte semelhante, em torno de 30 Sv, já que as bacias do Atlântico Sul e do Atlântico Norte possuem um padrão anual de tensão do vento superficial de mesma magnitude.

STOMMEL (1965) alegou que o motivo deste valor encontrar-se fora da realidade é porque o cálculo de Sverdrup não considera a circulação causada pela forçante termohalina. Essa forçante seria responsável por intensificar a Corrente do Golfo e enfraquecer a CB. Outro motivo para a grande diferença de transporte de volume entre essas duas CCOs é apontado por STRAMMA *et al.* (1990). Segundo estes autores, a partir da análise de uma amostragem para os meses de fevereiro e março, o CSEs chega à costa brasileira transportando cerca de 16 Sv e bifurca-se em torno de 10°S. Deste valor, apenas 4 Sv segue em direção sul para formar a CB e os 12 Sv restantes deslocam-se em direção ao equador e para dentro do Atlântico Norte, para eventualmente fazer parte da Corrente do Golfo.

Na costa leste brasileira, entre 10°S e 20°S, a CB não recebe incremento significativo em seu transporte de volume (STRAMMA *et al.*, 1990), provavelmente devido à dinâmica da BiCSEs, que contribui com o incremento da CB em nível picnoclínico apenas a partir de 20°S. Apesar de pouco intensa, a CB apresenta grande atividade de mesoescala entre 15°S e 20°S, exibindo meandramentos e vórtices anticiclônicos, em especial o Vórtice de Ilhéus, o Vórtice de Royal-Charlotte e o Vórtice de Abrolhos (SOUTELINO, 2008). SOUTELINO *et al.* (2013) sugerem que a formação destas estruturas vorticais ocorre devido à influência conjunta da topografia local e do cisalhamento vertical entre a CB e a SNB.

A região de transição entre a costa leste e sudeste brasileira, entre as latitudes de 19°S e 21°S é marcada pelo início do incremento da CB em nível picnoclínico. A partir da análise de campos de função corrente geostrófica absoluta calculados com

dados de um cruzeiro realizado em fevereiro-março de 2005 (Operação Leste II), SOUTELINO (2008) encontrou próximo a 20°S a chegada do CSEs ao nível de 500 m, como mostra a Figura 1.3. Em 19°S, o autor encontrou a CB com um transporte de apenas 2,8 Sv e restrita aos primeiros 250 m da coluna d'água, indicando que ainda não haveria um aporte significativo de ACAS no transporte pela CB. Essa região também é caracterizada pela interação da CB com os montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade. Esse último aspecto será melhor detalhado no item 3.1.

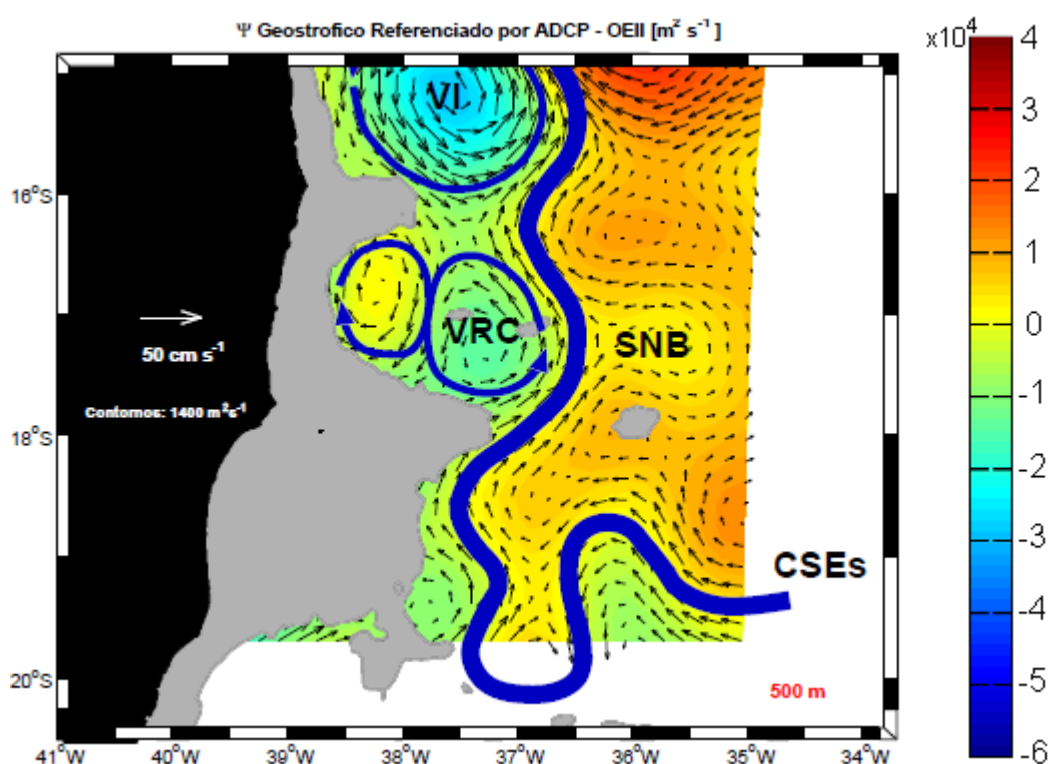


Figura 1.3 – Campo de função corrente geostrofica absoluta a 500 m de profundidade sobreposto por vetores de velocidade. As setas azuis marcam o fluxo principal. A área em preto mostra o continente e em cinza a região de profundidade menor ou igual a 500 m. Modificado de: SOUTELINO (2008).

Para a costa sudeste brasileira, entre 21°S e 24°S, SILVEIRA (2007) informa que, em termos de transporte de massas d'água, é consenso que a CB transporta AT e ACAS (FISHER, 1964; SIGNORINI, 1978; MIRANDA & CASTRO FILHO, 1979; EVANS *et al.*, 1983; EVANS & SIGNORINI, 1985; STRAMMA, 1989; GARFIELD, 1990; CAMPOS *et al.*, 1995; SCHMID *et al.*, 1995; LIMA, 1997; MÜLLER *et al.*, 1998; SILVEIRA *et al.*, 2005). A maioria destes autores estimou o transporte de volume da CB utilizando um nível de referência entre 500 m e 600 m, profundidade representativa da isopicnal de σ_θ igual a 26,9 kg/m³. Segundo os dados de climatologia anual de BOYER (2005 *apud* SILVEIRA, 2007) para a mesma região,

essa isopical representa a interface entre ACAS e AIA. A partir de 24°S, a CB apresenta uma intensificação de 5% a cada 100 km que desloca-se em direção sul, associada a uma célula de recirculação da corrente (GORDON & GREENGROVE, 1986).

Entre 22°S e 23°S, o sistema de CCOs consiste basicamente na CB ocupando os primeiros 400-500 m da coluna d'água e a CCI logo abaixo com espessura de até 1200 m. Analisando o campo de velocidades sobre o talude continental deste local, SILVEIRA *et al.* (2004) concluíram que o primeiro modo baroclínico, associado à inversão no sentido do movimento dessas duas correntes, representa cerca de 80% do transporte de volume total, indicando que esse sistema é predominantemente baroclínico.

Algumas estimativas do transporte da CB feitas por diferentes autores foram tabeladas por GARFIELD (1990). CIRANO (2006) posteriormente atualizou-a com novos resultados, que estão informadas na Tabela 1. É dado destaque para as latitudes representativas da área de estudo do presente trabalho. Apesar de serem poucas, essas estimativas confirmam os baixos valores absolutos de transporte de volume da CB, relativamente às outras CCOs, e mostram sua intensificação e aprofundamento com o aumento da latitude. Além disso, essas medidas servem de base de comparação para os estudos mais recentes e validação dos resultados de modelagem numérica.

Tabela 1 – Estimativas de transporte de volume e velocidade máxima da CB em diferentes latitudes por diferentes autores, com destaque à região do presente estudo. Informações agrupadas por GARFIELD (1990) e atualizadas por CIRANO (2006). Fonte: CIRANO (2006).

Latitude (S)	Profundidade Referência (m)	Transporte de Volume (Sv)	Velocidade Máxima (m/s)	Referência Bibliográfica
9-13°	390-510	4,1	0,31	STRAMMA <i>et al.</i> (1990)
15°	470-530	6,0	0,16	STRAMMA <i>et al.</i> (1990)
19°	500	6,5	0,72	MIRANDA & CASTRO (1981)
19°	500	5,3	0,50	EVANS <i>et al.</i> (1983)
19°25'	470-640	5,7	0,19	STRAMMA <i>et al.</i> (1990)
20°03'	590-630	1,6	0,24	STRAMMA <i>et al.</i> (1990)
20°28'	500/1000	3,8/6,8	0,52	EVANS <i>et al.</i> (1983)
21°40'	500	4,4	0,61	EVANS <i>et al.</i> (1983)
22°	500-1300	5,2	0,19	SIGNORINI (1978)
23°	500-1300	4,4	0,52	SIGNORINI (1978)
23°	550	2,2/2,7	0,49	MIRANDA & CASTRO (1979)
23°	Pegasus	11	0,50	EVANS & SIGNORINI (1985)
23°	Pegasus	6	0,70	GARFIELD (1990)
23°	Pegasus	5,4 ± 1,4	0,50	SILVEIRA <i>et al.</i> (2004)
23°	600/1300	10,1/10,9	-	STRAMMA (1989)
23°30'	500-1300	8,0	0,75	SIGNORINI (1978)
24°	1300	7,5	0,25	FISHER (1964)
24°	500-1300	14,0	0,62	SIGNORINI (1978)
24°	500/1000	4,1/7,8	0,31	EVANS <i>et al.</i> (1983)
24°	600/1300	9,4/10,1	-	STRAMMA (1989)
24°	Correntômetro	1,3	-	MÜLLER <i>et al.</i> (1998)
24°30'	500-1300	13,2	0,68	SIGNORINI (1978)
25°	750	7,3	0,60	CAMPOS <i>et al.</i> (1995)
28°	Correntômetro	16	-	MÜLLER <i>et al.</i> (1998)
28-30°	1550-1600	11,4	0,70	FISHER (1964)
31°	Pegasus	18	0,80	GARFIELD (1990)

A CB na costa sudeste é também caracterizada por apresentar grande atividade de mesoescala na forma de meandros e vórtices. Estudos (e.g. MASCARENHAS *et al.*, 1971; SIGNORINI, 1978; CAMPOS *et al.*, 1995) indicam que os vórtices ciclônicos de Cabo Frio e do Cabo de São Tomé e os vórtices anticiclônicos intercalados da região estão conectados entre si e fazem parte de uma mesma onda de vorticidade, que se comporta como uma onda de Rossby (GARFIELD, 1990). SILVEIRA (2007) inclui, a partir da interpretação de uma imagem AVHRR apresentada por SCHMID *et*

al. (1995), Figura 1.4, que a feição ciclônica conhecida como Vórtice de Vitória (VV) poderia fazer parte desta onda de vorticidade. FERNANDES (2001) simulou numericamente o sistema baroclínico de correntes CB-CCI e observou o início da onda de vorticidade até regiões mais ao norte, em frente aos bancos de Royal Charlotte e de Abrolhos, indicando que o Vórtice de Royal-Charlotte e o Vórtice de Abrolhos também fazem parte desta mesma onda.

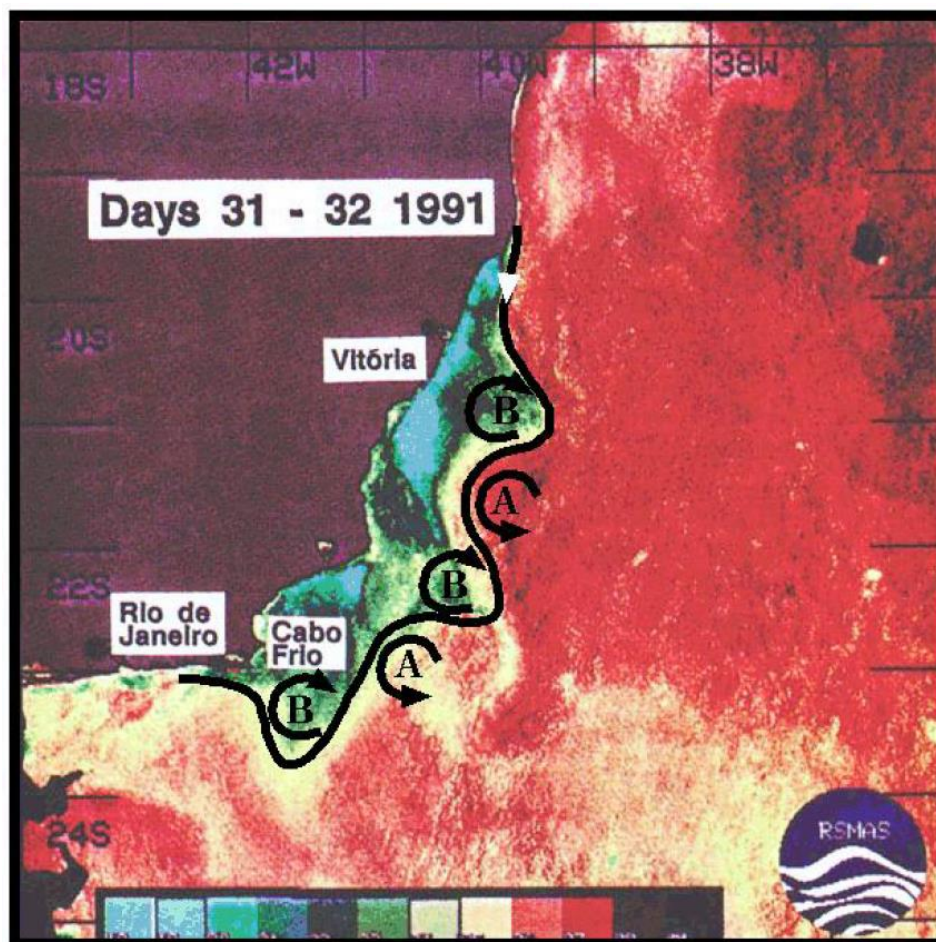


Figura 1.4 – Imagem AVHRR da costa leste-sudeste brasileira mostrando a ocorrência da onda de vorticidade. a partir da identificação intercalada entre vórtices anticiclônicos e os vórtices ciclônicos (de norte para sul) Vórtice de Vitória, Vórtice do Cabo de São Tomé e Vórtice de Cabo Frio. Imagem originalmente apresentada por SCHMID *et al.* (1995) e editada por SILVEIRA (2007). Fonte: SILVEIRA (2007).

CAMPOS *et al.* (1995) apresentaram uma teoria para explicar o processo inicial para a formação do vigoroso meandramento da CB na região próxima a Cabo Frio. Segundo este autor, a CB flui em direção sul seguindo uma profundidade praticamente constante, sobre a região de quebra de plataforma e talude superior, conservando sua vorticidade potencial. Ao se encontrar com a mudança abrupta da

orientação da costa na região do Cabo Frio, a corrente, por inércia, desloca-se para regiões mais profundas, como mostra a Figura 1.5. Com o estiramento da coluna d'água, a CB adquire vorticidade relativa ciclônica, que faz com que retorne em direção a profundidades menores. A partir daí, segue semelhante a uma onda de Rossby topográfica, criando regiões de vorticidade ciclônica e anticiclônica.

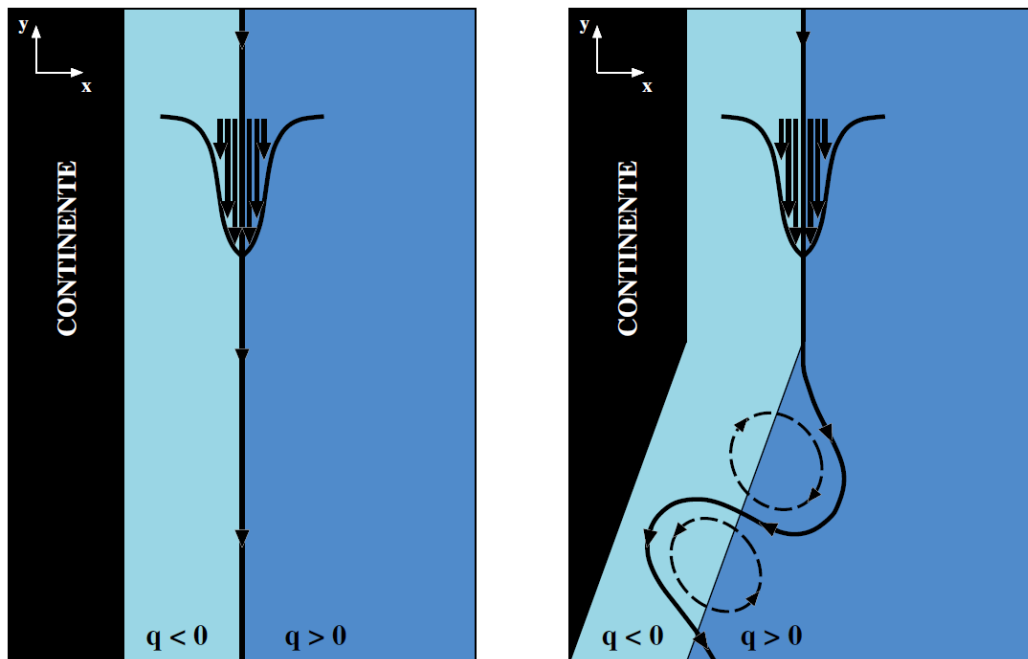


Figura 1.5 – Hipótese de CAMPOS *et al.* (1995) para a geração de meandramento da CB a partir da conservação da vorticidade potencial. Fonte: MATTOS (2006).

CALADO (2001) sugere que a formação de meandros na costa sudeste é dependente da influência da topografia e variação da orientação da costa, mas que esse fator não é suficiente para o crescimento dessas estruturas. Para que ocorra a intensificação dos meandros e a conseqüente formação do Vórtice de Cabo Frio e do Vórtice do Cabo de São Tomé é necessário o mecanismo de instabilidade baroclínica induzida pelo cisalhamento vertical entre a CB e a CCI. Essa teoria é muito semelhante à proposta por SOUTELINO *et al.* (2013) para a formação dos vórtices anticiclônicos Vórtice de Ilhéus, Vórtice de Royal-Charlotte e Vórtice de Abrolhos na costa leste brasileira.

1.3 VÓRTICE DE VITÓRIA

O VV merece destaque por ser o vórtice ciclônico descrito para a área de estudo do presente trabalho. A primeira ocorrência desse vórtice descrita na literatura (SCHMID *et al.*, 1995) data de Fevereiro de 1991, detectado a partir de informações conjuntas de boias de deriva ao nível de 100 m de profundidade, dados hidrográficos e imagens de satélite de temperatura da superfície do mar. O VV se apresentou centrado em torno de 20,5°S, com um raio de 50 km, ocupando parte do Embaiamento de Tubarão (ET). Sua formação foi ligada ao crescimento de um meandramento da corrente consequente de uma ressurgência costeira em frente a Vitória (Figura 1.4). Nessa ocorrência, o vórtice apresentou uma translação inicialmente para norte/nordeste, seguindo as linhas batimétricas devido à interação do vórtice com o fundo inclinado (NOF, 1983). Após certo tempo, a translação mudou para direção sul/sudoeste, que foi associada ao efeito advectivo da corrente.

Outra observação do VV foi feita no outono de 1995 (GAETA *et al.*, 1999), centrado em 20,3°S, associado a um núcleo de água fria de 50 km de diâmetro. Segundo os autores, este núcleo de menor temperatura é consequência da ressurgência causada pela dinâmica do vórtice. Ainda, altos valores de nutrientes foram encontrados neste ponto, indicando que o VV possui importância biológica. Os autores sugerem que o vórtice seria uma feição permanente, cuja formação estaria ligada ao efeito topográfico que a CB sofre após passar pelo canal entre o Monte Besnard e o Monte Congress (ver item 3.1 com a localização dos montes). A ressurgência costeira teria um papel de interagir com esse efeito topográfico e intensificar a circulação ciclônica.

A partir de uma análise de dados climatológicos, COSTA (2007) sugeriu que o VV não seria uma feição permanente. Segundo ele, o vórtice apresentaria sua assinatura apenas na estação de outono e, em uma análise mensal, apenas nos meses de Fevereiro, Março e Abril. O resultado foi de fato um forte indicativo da não permanência do VV, mas como a metodologia tratou apenas os dados médios, seria possível que esta feição tenha ocorrido nos demais meses do ano com tempo de duração inferior a um mês.

A influência da Cadeia Vitória-Trindade (CVT) na formação do VV foi investigada por MANESCHY (2010), que realizou simulações numéricas para dois cenários

idealizados. Uma simulação controle, contendo uma batimetria realística, e outra com a remoção da topografia dos montes da CVT. O VV esteve presente em ambos os cenários, indicando que a influência da CVT não é necessária a sua formação, apesar de ter se mostrado importante na definição de suas características. O autor concluiu que a formação do VV parece estar muito mais ligada aos efeitos da extensão da plataforma continental da costa leste brasileira, associada aos bancos de Royal Charlotte e de Abrolhos.

A partir de uma simulação numérica forçada com dados climatológicos mensais, CAMPOS (2006) encontrou a formação recorrente do VV no ET na frequência de cerca de duas vezes por ano, que não foram restritas apenas aos meses de outono. Os vórtices apresentaram um padrão interessante em sua translação. Todos se moveram inicialmente para nordeste, seguindo a batimetria. No entanto, após certa distância, dois comportamentos distintos foram observados: ou os vórtices ficavam estagnados e depois eram advectados pela CB em direção sul, similar ao encontrado por SCHMID *et al.* (1995); ou continuavam seguindo para norte, contornando o Banco de Abrolhos até menores latitudes. A translação para norte em todos os vórtices foi atribuída à advecção causada pela CCI. Apesar de não ser o foco desse estudo, o autor sugere que a energia necessária para a formação e crescimento dos vórtices na região provém da contribuição combinada de instabilidades barotrópicas e baroclínicas.

ARRUDA *et al.* (2013) realizaram experimentos em um modelo numérico assimilado com altimetria AVISO e forçado com dados datados e encontraram os eventos da translação para norte da mesma forma que sugerida por CAMPOS (2006). Os autores acrescentaram que a translação do VV é influenciada por sua interação com dois anticiclones adjacentes – o Vórtice Sul de Vitória ao sul e o Vórtice de Abrolhos ao norte. Ocasionalmente, o crescimento do meandramento associado ao Vórtice Sul de Vitória e sua translação para norte ocupam o ET, empurrando o VV em direção leste para maiores profundidades e desprendendo-o da CB. A partir deste ponto, o VV pode interagir com o Vórtice de Abrolhos e assim transladar para norte. No entanto, com os dados altimétricos no período de 1992 a 2009, apenas 6 desses eventos foram identificados, mostrando ser um fenômeno pouco frequente. Nesse trabalho, a formação do VV foi atribuída a um processo denominado de *lid-driven*

cavity flow, no qual um fluxo que passa nas proximidades de uma reentrância induz a formação de um vórtice na mesma (SHANKAR & DESHPANDE, 2000).

Pelo o que foi apresentado nos estudos previamente citados, percebe-se que o ET é palco de diversos processos dinâmicos distintos que ocorrem devido à interação entre três elementos: uma corrente superficial que apresenta bastante variabilidade no local – a CB; uma corrente em maiores profundidades de sentido contrário à superficial – a CCI; e uma complexa topografia. O presente trabalho investiga a ocorrência da bifurcação da CB dentro do ET, processo ainda não descrito na literatura ao que se tem conhecimento, e a sua possível influência na formação do VV. Este processo é revisado no item a seguir.

1.4 BIFURCAÇÃO DE UM JATO GEOSTRÓFICO

Devido à conservação da vorticidade potencial, um jato transportando uma parcela de água dentro do oceano tende a fluir sobre regiões de mesma profundidade. No entanto, em locais de geomorfologia irregular, é possível que uma corrente desvie dessa trajetória e torne-se instável, gerando meandramentos e vórtices. Ainda, em casos mais extremos, o jato pode se voltar contra a costa, em direções quase perpendiculares. Nessa interação com a costa, o jato pode se bifurcar e ter uma parcela de volume transportada para cada um dos lados desta divisão.

Segundo VIÚDEZ *et al.* (1998), uma das regiões mais estudadas onde ocorre esse processo de bifurcação é o Mar de Alborão. Entre as bacias do Atlântico e do Mediterrâneo, através do Estreito de Gibraltar, flui um jato baroclínico superficial – o Jato Atlântico – para dentro do Mar de Alborão. Após sua passagem pelo estreito, esse jato volta-se e incide contra a costa africana, bifurcando-se em dois ramos, um em direção oeste e outro para leste. O ramo oeste é responsável por manter um giro anticiclônico permanente no local, o *Western Alboran Gyre* (WAG). A Figura 1.6 ilustra esse fenômeno.

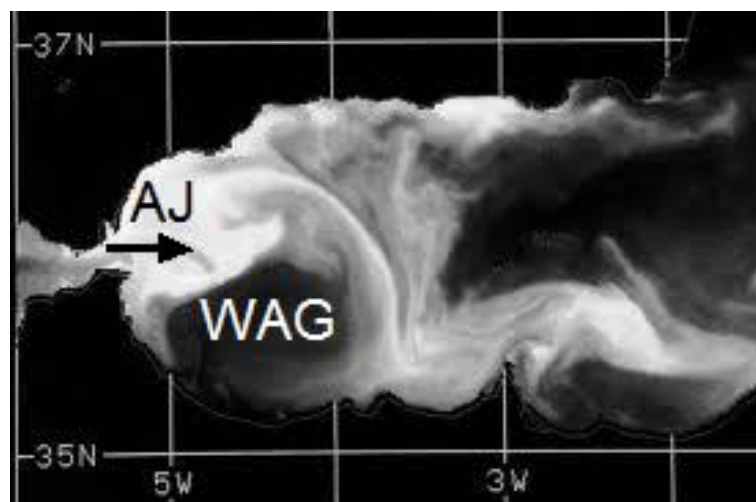


Figura 1.6 – Imagem de temperatura da superfície do mar obtida por sensores de satélites mostrando a entrada do Jato Atlântico (AJ) e localização do WAG. As cores mais claras representam águas mais frias. Adaptado de VIÚDEZ *et al.* (1998).

Através de experimentos em modelos físicos, GLEIZON *et al.* (1996) encontraram que o principal parâmetro para a formação e estabilidade do WAG é o número de Burguer calculado como sendo a razão entre o raio de deformação interno de Rossby e a largura do estreito por onde passa o Jato Atlântico. O WAG se mostrou mais estável e de forma mais arredondada para números de Burguer maiores que 1. Já para valores menores que 1, o WAG foi observado com formato oval e instável. Os autores também destacam a importância da velocidade do Jato Atlântico (em termos de número de Rossby) na taxa de crescimento do WAG. O crescimento do WAG foi diretamente relacionado ao aumento do transporte de volume do ramo oeste após a bifurcação do Jato Atlântico, seguindo o processo descrito por WHITEHEAD (1985), que será detalhado mais à frente.

Outra região onde ocorre um processo semelhante é no Estreito de Tsugaru, que liga as bacias do Mar do Japão e do Oceano Pacífico. Experimentos com modelos físicos foram realizados por KAWASAKI & SUGIMOTO (1984) com o objetivo de entender o processo de formação e declínio de um giro anticiclônico sazonal associado ao fluxo de uma corrente de águas quentes após sua passagem pelo estreito. Os autores encontraram que os principais parâmetros determinantes na formação do giro são o transporte de volume que passa pelo canal e a diferença de massa específica entre as duas camadas do modelo idealizado. Valores baixos tanto de transporte como de diferença de massa específica formaram apenas uma corrente costeira ou no máximo um pequeno giro junto à parede do modelo. Já para

valores altos desses parâmetros, formaram-se giros crescentes. Estes giros, assim como em GLEIZON *et al.* (1996), foram associados ao acúmulo de água causado pelo jato recirculante após o processo de bifurcação. Outra semelhança com o trabalho de GLEIZON *et al.* (1996) é que o giro crescente é apenas observado para experimentos com jatos que apresentam números de Rossby relativamente maiores, da ordem de $O(10^0)$.

Como esses dois estudos com modelos físicos idealizam os jatos como sendo forçados puramente por diferença de massa específica em um sistema de duas camadas, é de se esperar que o parâmetro de gravidade reduzida tenha um papel fundamental na formação dos giros. Isso porque nesse sistema, o formato do jato, definido pelos perfis de velocidade e altura da camada superficial, é dirigido pelas equações da conservação da vorticidade potencial e pelo balanço geostrófico. Assim, dentre outras consequências, um aumento na gravidade reduzida causa uma intensificação das velocidades do jato.

Como o crescimento dos giros estudados por GLEIZON *et al.* (1996) e KAWASAKI & SUGIMOTO (1984) foi atribuído a números de Rossby maiores, acredita-se que a intensidade do jato antes de sua bifurcação, independente de seu formato, influencie diretamente no crescimento dos giros. Isso porque, segundo GLEIZON *et al.* (1996), a taxa de crescimento do giro pode ser assumida como dependente apenas do transporte de volume que recircula para dentro do giro após a bifurcação do jato. Ou seja, um jato de qualquer formato, que se desloque contra uma parede, irá sofrer bifurcação e o crescimento do giro ocorrerá caso a quantidade de volume transportado para o jato recirculante seja grande o suficiente.

No estudo analítico de WHITEHEAD (1985), foi proposta uma quantificação do percentual de volume e *momentum* transportado para cada direção – esquerda e direita – após a bifurcação de um jato em função do seu ângulo de incidência em relação a uma parede vertical. Como um dos objetivos do trabalho foi dar suporte às investigações da formação do WAG, no Mar de Alborão, foi considerado um sistema forçado por diferença de massa específica entre duas camadas, uma superficial menos densa com movimento e outra profunda mais densa estagnada. O formato do jato foi definido a partir das relações geostrófica e em dois cenários de vorticidade potencial: (i) igual a zero; e (ii) constante. Em ambas as condições, o autor encontrou que para um jato incidindo perpendicularmente à parede, no Hemisfério

Norte, mais de 65% do transporte de volume seria direcionado para a direita. O grande percentual desviado nesta direção mostrou ser um fator favorável à formação e manutenção do WAG, uma vez que contribui com um alto transporte para o jato recirculante.

A entrada de jatos carregando água de menor densidade através de estreitos em uma bacia parecem ser situações propícias à formação de giros. Pelo o que os estudos acima citados mostram, caso o jato seja pouco intenso, formam-se apenas correntes costeiras, uma vez que a tendência do jato é de seguir as isóbatas. No entanto, quando o jato é intenso, podem-se apontar dois principais motivos para o aparecimento dos giros anticiclônicos. Primeiramente, ao se deslocar para regiões mais profundas e posteriormente incidir na costa em ângulos altos, uma grande parte do transporte de volume é direcionada para a direita como um jato recirculante, seguindo a dinâmica de bifurcação de WHITEHEAD (1985). Segundo, os estreitos são estruturas geomorfológicas que funcionam como uma fonte constante e fixa em uma mesma posição de fluxo que contribui para a manutenção dos giros.

2 HIPÓTESE E OBJETIVOS

Como hipótese deste trabalho, acredita-se que a Corrente do Brasil apresente um processo de interação com o talude continental do Embaiamento de Tubarão. Propõe-se que, após fluir entre os montes da Cadeia Vitória-Trindade, a Corrente do Brasil poderia se deslocar em direção à costa no embaiamento e incidir sobre o talude, onde se bifurcaria e uma fração de seu transporte seria desviada para cada direção: norte e sul. A parcela desviada para norte influenciaria a formação de vórtices ciclônicos no local, servindo como um jato recirculante na formação de vórtices seguindo a teoria apresentada por KAWASAKI & SUGIMOTO (1984); WHITEHEAD (1985); GLEIZON *et al.* (1996); e VIÚDEZ *et al.* (1998).

2.1 OBJETIVO GERAL

Caracterizar o processo de bifurcação da Corrente do Brasil no Embaiamento de Tubarão e determinar seu papel na formação de vórtices ciclônicos.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Descrever as características da bifurcação da Corrente do Brasil no Embaiamento de Tubarão em termos de transporte de volume incidente, ângulo de incidência, transporte direcionado para norte e sul, latitude de encontro do jato com o talude e sazonalidade;
- Comparar a bifurcação da Corrente do Brasil no Embaiamento de Tubarão encontrada nos resultados de uma simulação numérica com a bifurcação teórica de WHITEHEAD (1985);
- Relacionar a ocorrência de vórtices ciclônicos no Embaiamento de Tubarão com padrões de características da bifurcação da Corrente do Brasil e variabilidade do transporte da corrente ao fluir entre os três canais da Cadeia Vitória-Trindade;

3 METODOLOGIA

3.1 ÁREA DE ESTUDO

A região costeira em frente ao Espírito Santo e sul da Bahia possui uma geomorfologia complexa, composta por feições como o Banco de Abrolhos e a Cadeia Vitória-Trindade (CVT). A Figura 3.1, a Figura 3.2 e a Figura 3.3 mostram mapas com o relevo submarino desta região.

O Banco de Abrolhos é uma extensão da plataforma continental definida entre as latitudes de 16,83°S e 19,75°S, com uma área total de aproximadamente 46.000 km², que contém a maior e mais rica reserva de corais biogênicos do Atlântico Sul e o maior banco contínuo de rodólitos do mundo (AMADO-FILHO *et al.*, 2012). A largura da plataforma continental no Banco de Abrolhos chega a mais de 200 km, muito mais larga do que a plataforma de suas adjacências tanto ao norte como ao sul (ZEMBRUSCKI, 1979).

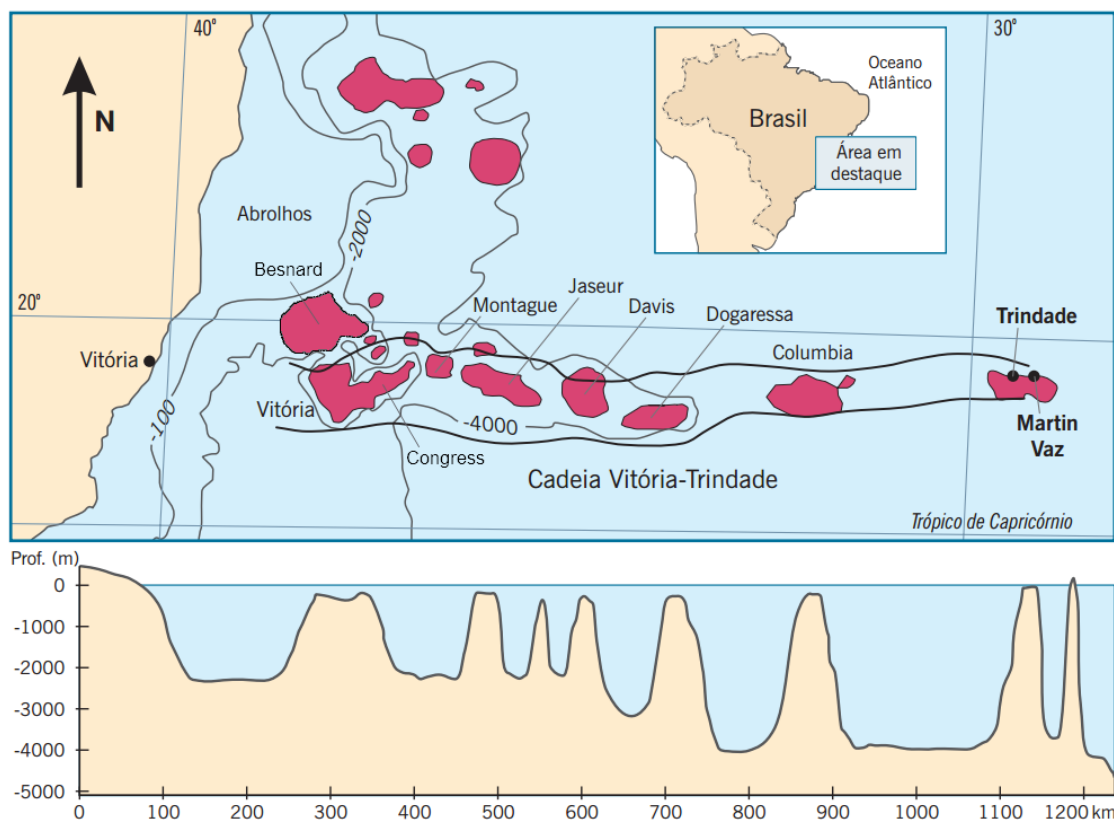


Figura 3.1 – Mapa batimétrico da costa do Espírito Santo (figura de cima). Em destaque vermelho, os montes submarinos da região, incluindo os montes da Cadeia Vitória-Trindade, cujo perfil vertical de profundidade é mostrado em relação à distância da costa (figura de baixo). Modificado de: ALMEIDA (2006).

A CVT é uma cadeia de montes submarinos de origem vulcânica com comprimento aproximado de 950 km que se estende zonalmente ao longo da latitude de 20,5°S. A cadeia é constituída ao todo por cerca de 30 montes de forma cônica, dos quais 17 possuem altura superior a 2500 m em relação ao assoalho oceânico. Seus topos caracteristicamente planares alcançam profundidades mais rasas que 50 m (Figura 3.3). Na extremidade oeste da cadeia, localizam-se três montes de origem e formato diferenciado dos montes da CVT, são eles: o Monte Besnard (MB), o Monte Vitória e o Monte Congress, que alcançam profundidades muito próximas à superfície (MOTOKI *et al.*, 2012). Como os montes Vitória e Congress são estruturalmente conectados, serão aqui chamados unicamente como Monte Congress (MC).

Primeiramente definido por BARRETO & MILLIMAN (1969), o Embaiamento de Tubarão (ET) corresponde à área localizada a oeste dos montes MB e MC e a sul do Banco de Abrolhos. Segundo ZEMBRUSCKI (1979), o termo embaiamento se adequa perfeitamente, já que a região é confinada pelas estruturas geomorfológicas ao seu redor. Para o presente trabalho, o ET foi considerado como sendo a região limitada pelas coordenadas geográficas de 19,5°S a 20,8°S e 38,2°W a 40,0°W (Figura 3.2).

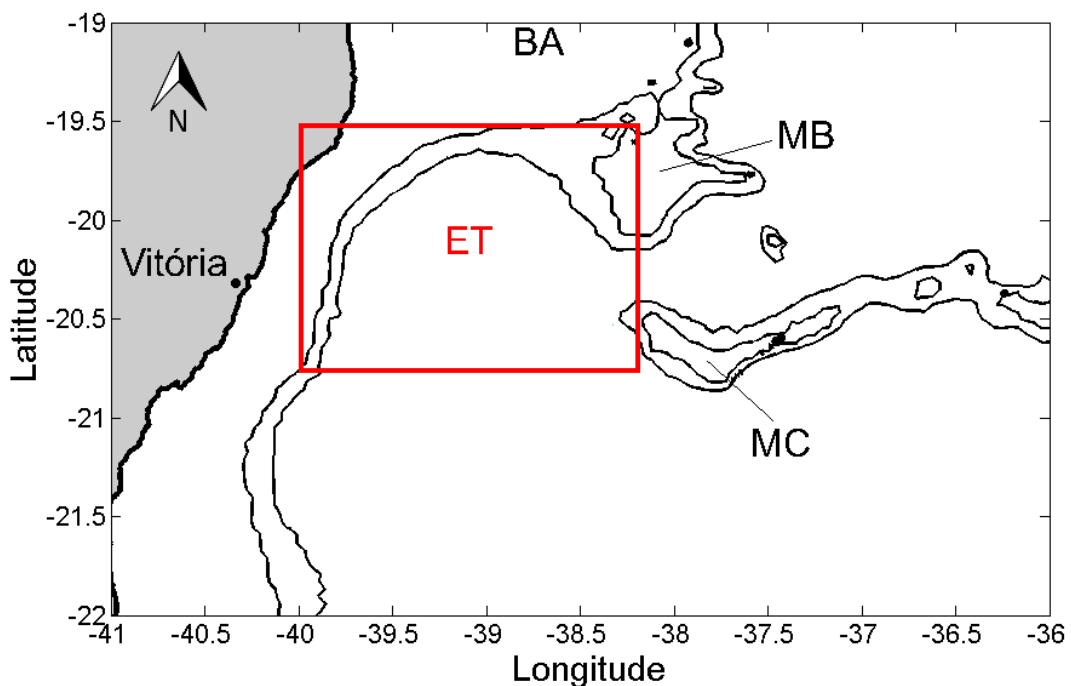


Figura 3.2 – Localização das principais feições geomorfológicas da área de estudo. A área destacada em vermelho mostra a região definida para o Embaiamento de Tubarão. As três linhas batimétricas pretas representam 0 m (linha de costa), 100 m e 1000 m de profundidade. Em cinza é mostrada a área continental.

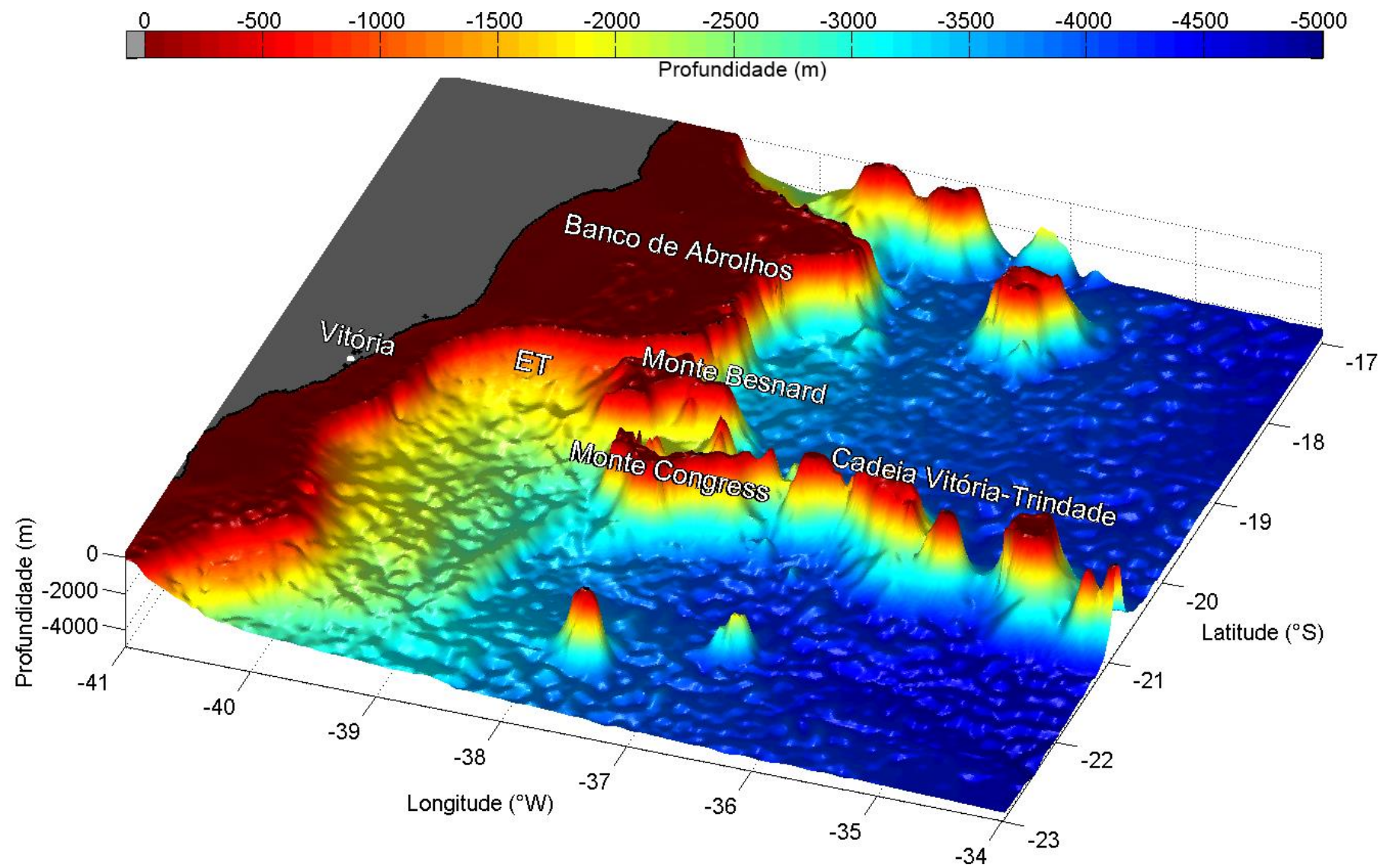


Figura 3.3 – Mapa tridimensional da topografia da costa do Espírito Santo mostrando as principais feições geomorfológicas da região. Mapa elaborado com a base de dados ETOPO-1. A máscara cinza representa a área continental.

Apesar de não aflorarem até a superfície, os montes submarinos da CVT se apresentam como obstáculos ao fluxo tanto das correntes superficiais como das profundas (FU, 1981). Segundo EVANS *et al.* (1983) e EVANS & SIGNORINI (1985), a CB tem boa parte de seu transporte de volume desviado de forma a fluir pelos canais formados entre os montes mais costeiros.

PIMENTEL (2012) analisou a passagem da CB pela CVT e observou três passagens principais para o fluxo desta corrente pelos canais definidos numericamente de 1 a 3. O canal 1 foi delimitado entre a plataforma continental e o MB; o canal 2 entre o MB e o MC; e o canal 3 a partir do MC em direção offshore. Segundo MOTOKI *et al.* (2012), o canal 1 possui um comprimento de 60 km, largura de 15 km e profundidade máxima de 1700 m. Já o canal 2 apresenta uma largura de 80 km e profundidade média de 2000 m. O canal 3 é bem mais largo, sem um limite estreito por onde a CB deve fluir. A nomenclatura dos canais de 1 a 3, definida por PIMENTEL (2012), será utilizada a partir daqui.

As estimativas de transporte da CB ao passar pela CVT realizadas por EVANS *et al.* (1983) com dados coletados em Abril de 1982 mostraram fluxo da corrente pelo canal 2 e praticamente nenhum transporte pelo canal 3. Os cálculos foram feitos para dois níveis de referência, 500 m e 1000 m e resultaram em 3,8 Sv e 6,8 Sv, respectivamente de transporte pelo canal 2. A diferença entre esses valores de transporte indica que a CB, nessa ocasião, apresentou uma profundidade efetivamente maior que 500 m, o que entra em desacordo com o padrão de profundidade da CB esperado por STRAMMA & ENGLAND (1999) para esta região. Possivelmente, o estreitamento imposto pela largura do canal causa um aprofundamento da CB no local.

Analisando dados coletados em Abril de 1983, EVANS & SIGNORINI (1985) encontraram um padrão diferenciado daquele descrito para o mesmo mês do ano passado. Desta vez, a CB apresentou fluxo intenso tanto pelo canal 2 quanto pelo canal 3. Esta diferença entre os padrões encontrados para o mesmo mês de anos consecutivos é um indicativo da variabilidade da dinâmica da CB ao passar entre os montes da CVT.

3.2 BASE DE RESULTADOS

O presente trabalho baseia-se em análises de resultados de um experimento em modelagem numérica com o modelo HYCOM (*HYbrid Coordinate Ocean Model*). Este experimento faz parte de um conjunto de simulações de um projeto cujos resultados foram cedidos pela REMO (Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica – COPPE/UFRJ).

O grande diferencial do modelo HYCOM em relação aos demais modelos numéricos oceânicos de meso/larga-escala é sua capacidade de separar as camadas verticais de sua grade em três diferentes tipos, de forma a otimizá-las para cada região do oceano. O modelo trata as camadas verticais como sendo isopícnais em oceano aberto estratificado, mas modifica-se de maneira suave para coordenadas sigma em regiões rasas e para coordenadas-z em camadas sem estratificação (por exemplo, na camada de mistura) (HYCOM CONSORTIUM, 2013).

O domínio do experimento em questão abrange a região leste e sudeste brasileira, estendendo-se desde a Bahia até o Rio Grande do Sul. A grade possui resolução espacial horizontal de $1/24^\circ$ e as saídas (resultados) diárias do modelo foram gerados em formato CDF (*Common Data Form*) em 21 camadas de densidade σ_θ para o período de 2008 a 2011. Esses resultados foram provenientes de aninhamentos sucessivos de simulações com resolução espacial crescente, passando de $1/4^\circ$ (inicialmente), para $1/12^\circ$ e $1/24^\circ$. O experimento de grade $1/12^\circ$ é descrito detalhadamente em GABIOUX *et al.* (2013), o qual inclui sua validação e suas limitações.

A batimetria utilizada teve como base o conjunto ETOPO2 e foi corrigida com dados de folhas de bordo pertencentes à Marinha do Brasil. A simulação foi forçada superficialmente com campos atmosféricos sinóticos de 6 em 6 horas do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*). Foram consideradas as vazões dos principais rios que deságuam no Atlântico Sul. A simulação também foi forçada nos contornos pela maré a partir dos resultados do modelo TPXO7.2, que inclui 13 componentes harmônicas para simular a amplitude da maré.

A simulação numérica possibilita uma análise de resultados de alta resolução espacial e longo período de amostragem, que seriam virtualmente impossíveis de obter em campanhas *in situ*. O experimento em questão teve como um dos objetivos

representar as feições de mesoescala associadas ao fluxo da CB. Como forma de validar os resultados apresentados, foram estimados valores de transporte de volume da CB na região e campos energéticos do domínio, que foram comparados com estimativas disponíveis na literatura a partir de dados *in situ*.

3.3 PROCESSAMENTO DOS RESULTADOS NUMÉRICOS

3.3.1 Estimativa de transporte de volume

O transporte de volume associado à CB foi calculado a partir da velocidade perpendicular a transectos zonais, meridionais e diagonais. Nos transectos zonais, considerou-se apenas a componente meridional v do fluxo; para os transectos meridionais, a velocidade zonal u ; e nos transectos diagonais, a composição feita com ângulos de 45° em relação ao eixo N-S. A metodologia utilizada para estas estimativas é descrita aqui apenas para o caso dos transectos meridionais, uma vez que o cálculo é análogo para os transectos zonais e diagonais.

Considerando que i , j e k representam as dimensões espaciais da matriz dos resultados numéricos para os eixos de longitude, latitude e profundidade, respectivamente, o cálculo foi feito levando em conta que o valor de velocidade $u_{i,j,k}$ representa a velocidade de uma camada homogênea retangular (A) associada a este ponto. A Figura 3.4 mostra um exemplo da área A associada a uma velocidade igual a $u_{i,2,2}$.

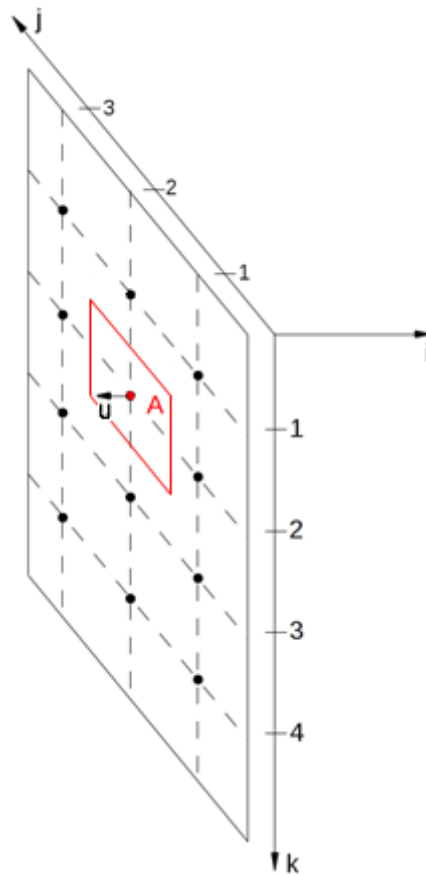


Figura 3.4 – Transecto meridional genérico. Os pontos pretos representam os nós da grade de dados. Em destaque vermelho, o ponto $j=2$, $k=2$ (para um i arbitrário), sua velocidade zonal u e sua área A de representação.

A altura $d_{j,k}$ do retângulo é a espessura da camada isopical, obtida diretamente como uma das variáveis de saída dos resultados (formato *netcdf*). Já o comprimento c_j do retângulo foi calculado como sendo a distância entre dois pontos de diferentes latitudes em uma mesma longitude, já que o transecto é meridional. Nota-se que d é função de j e k , enquanto que c é função apenas de j .

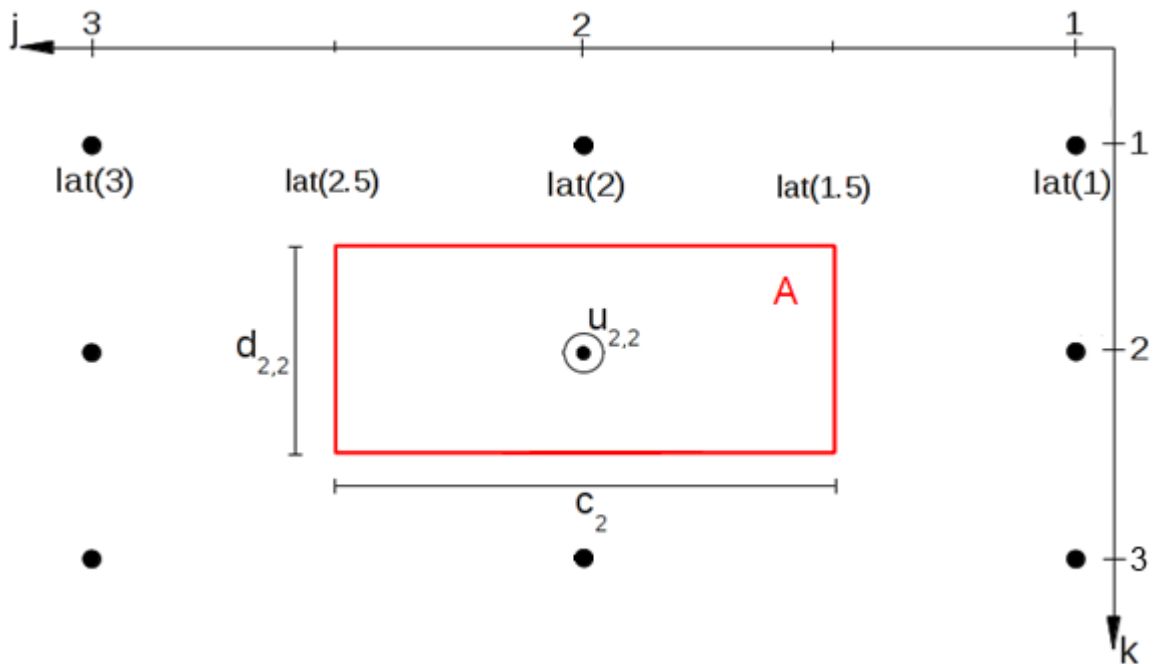


Figura 3.5 – Detalhe do retângulo que representa o ponto $j=2, k=2$ de área A (vermelho). A altura do retângulo é $d_{2,2}$ e seu comprimento é c_2 .

Os dois pontos de latitude para o cálculo de c_j foram obtidos através das médias aritméticas entre: $lat(j)$ e $lat(j-1)$ para o primeiro ponto; e $lat(j)$ e $lat(j+1)$ para o segundo, onde $lat(j)$ é a latitude do ponto j , $lat(j-1)$ é a latitude do ponto anterior a j e $lat(j+1)$ é a latitude do ponto posterior a j . A distância latitudinal é transformada em distância em metros a partir da função *gsw_distance.m* (TEOS-10, 2013).

No exemplo da Figura 3.5, fez-se o uso dos nomes $lat(1.5)$ e $lat(2.5)$ representando os valores das médias entre $lat(2)$ e $lat(1)$ e $lat(2)$ e $lat(3)$, respectivamente.

Sendo assim, o transporte $Q_{j,k}$, de um ponto genérico associado a uma velocidade $u_{j,k}$ foi calculado segundo a equação:

$$Q_{j,k} = c_j \cdot d_{j,k} \cdot u_{j,k}$$

Por fim, o transporte do transecto como um todo foi simplesmente calculado como a soma dos transportes de todos os pontos do transecto. Logo, para um transecto com N pontos na direção j e L camadas isopícnais na direção k , temos que o transporte total Q_{tot} é:

$$Q_{tot} = \sum_{j=1}^N \sum_{k=1}^L c_j \cdot d_{j,k} \cdot u_{j,k}$$

Para o somatório que gera o valor de Q_{tot} , descrito na equação acima, foram computadas separadamente o transporte para cada direção do transecto. Não foi

utilizado o valor de transporte líquido nas análises, mas apenas o transporte na direção desejada, uma vez que em um transecto podem existir correntes opostas que se anulariam em uma análise de transporte líquido.

3.3.2 Caracterização da bifurcação

A partir da análise dos resultados de modelagem numérica, definiu-se que a ocorrência da bifurcação da CB no ET seria atribuída aos dias nos quais a CB satisfizesse três condições: (i) seu transporte de volume incidente em direção à costa fosse maior que $0,5 \text{ Sv}$; (ii) seu núcleo incidisse no talude continental em uma latitude dentro das limitações do ET (lat ao norte de -21°S); e (iii) seu ângulo de incidência fosse maior que -80° em relação à costa (ver item 3.3.2.b com a convenção do sentido do ângulo). Essas condições foram impostas para se descartar as situações nas quais a bifurcação ocorresse fora do embaiamento, ou não existisse uma incidência significativa do jato à costa.

Processaram-se os dados referentes aos dias nos quais ocorreu a bifurcação, conforme os requisitos acima, de forma a caracterizar este fenômeno. Essa caracterização teve como objetivo descrever a bifurcação com base nas condições de chegada do jato incidente e de saída dos jatos secundários. As variáveis estimadas para quantificar essas condições foram: transporte, ângulo e latitude.

a) *Transporte de volume*

O transporte que passa pelos canais da CVT foi estimado em transectos estáticos T1, T2 e T3 enquanto que um quarto transecto estático T4 foi definido para amostrar o transporte da CB que incide no embaiamento, como mostrado na Figura 3.6. O transecto definido para o jato incidente foi inserido próximo ao talude continental para amostrar as características do jato à montante de sua incidência e para calcular, a partir da direção do jato, o ângulo de incidência e a latitude da bifurcação. Também foram estimados os valores de número de Rossby pelos canais da CVT, para se investigar a inércia do fluxo que passa nestes locais.

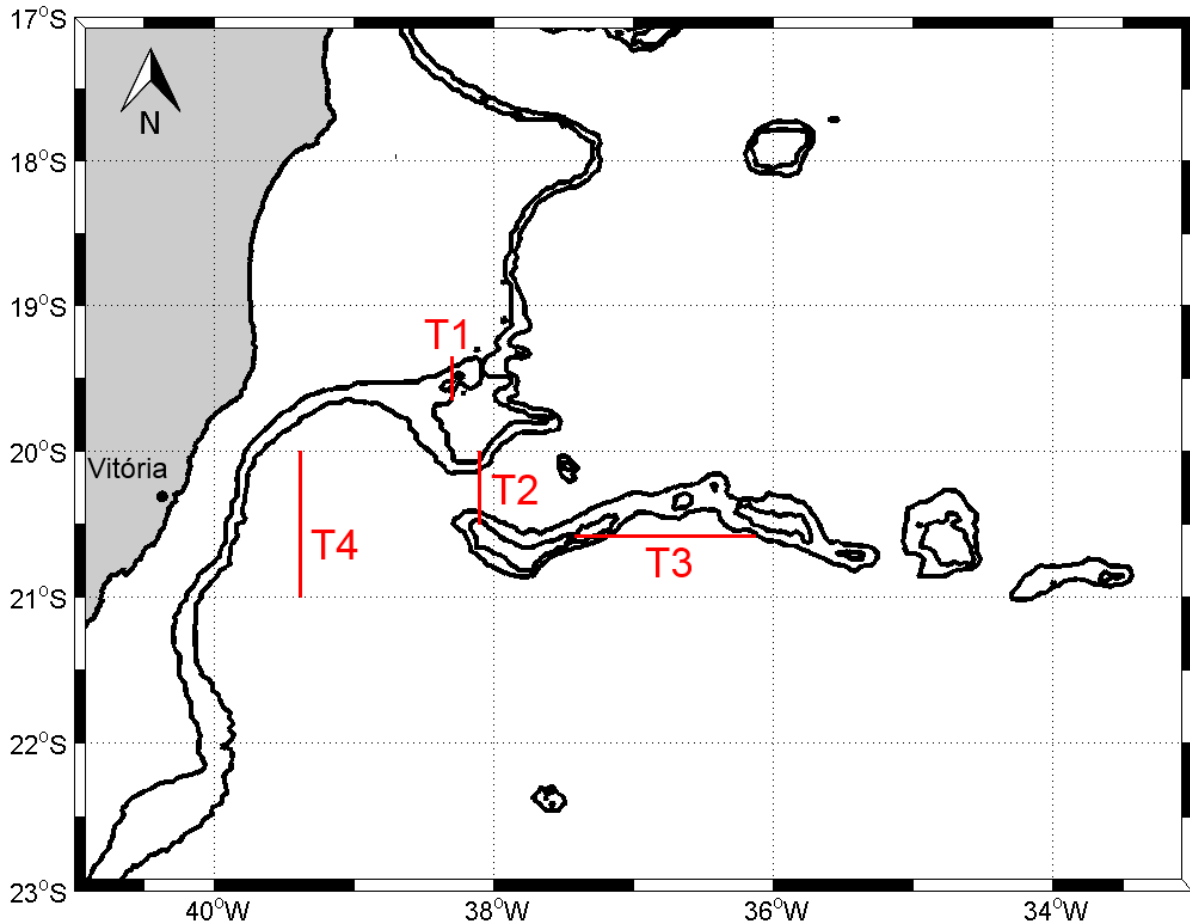


Figura 3.6 – Localização dos transectos estáticos, em vermelho, definidos para o cálculo do transporte de volume. As três linhas batimétricas pretas representam 0 m (linha de costa), 100 m e 1000 m de profundidade. Em cinza é mostrada a área continental.

Dois transectos dinâmicos foram utilizados a fim de amostrar o transporte de volume dos jatos secundários desenvolvidos após a bifurcação. Como a corrente incidente possui bastante variabilidade em sua posição e largura, foram definidas as localizações destes transectos em função do posicionamento e largura do jato incidente, para que a amostragem dos jatos secundários fosse sempre próxima ao ponto da bifurcação e ao mesmo tempo distante o suficiente para que a largura da corrente incidente não interferisse na amostragem dos jatos secundários. A Figura 3.7 mostra dois exemplos de dias distintos com a localização dos transectos dinâmicos em relação ao ponto estimado da bifurcação do jato. Os transectos dinâmicos foram zonais quando localizados em regiões de talude pouco inclinado em relação ao eixo N-S e diagonais para as regiões de maior inclinação da orientação do talude.

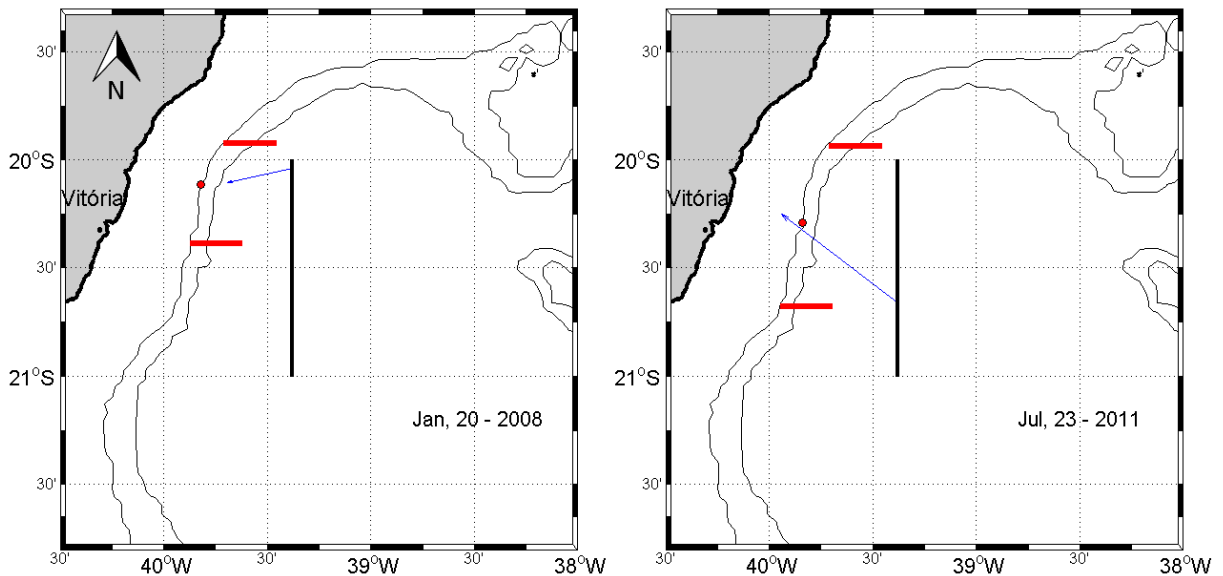


Figura 3.7 – Exemplos de localização dos transectos dinâmicos (linhas vermelhas) em dias distintos. A linha preta grossa representa o transecto estático a partir do qual se estimou o jato incidente. A seta em azul mostra a direção do núcleo do jato e seu tamanho é proporcional ao transporte total em direção à costa. Os pontos em vermelho mostram a estimativa da latitude de bifurcação do jato incidente. As três linhas batimétricas pretas representam 0 m (linha de costa), 100 m e 1000 m de profundidade. Em cinza é mostrada a área continental.

A profundidade limite utilizada para as estimativas em todos os transectos foi o limite inferior da ACAS. De acordo com SILVEIRA (2007), é consenso na literatura que a CB transporta AT e ACAS na região de estudo. Utilizou-se o valor isopicnal σ_θ igual a 26.71 kg/m³ com base no limite entre ACAS e AIA definido por THOMAZ (2012).

b) Ângulo de incidência

Outra variável utilizada para a caracterização da bifurcação foi o ângulo de incidência do jato em relação à costa. Primeiramente, calculou-se o ângulo do jato em relação ao eixo N-S (transecto estático T4 – Figura 3.6) e posteriormente considerou-se a orientação da costa em relação ao eixo N-S.

O ângulo do jato em relação ao eixo N-S foi obtido diretamente a partir da direção do núcleo (posição de máxima velocidade) do jato incidente que passa pelo T4. Para posterior comparação, seguiu-se a convenção utilizada em WHITEHEAD (1985) para a direção do ângulo. O padrão seguido foi de que uma incidência perpendicular é representada por um ângulo igual a zero grau. Ângulos maiores que zero

representam jatos vindo de sul e ângulos menores que zero de jatos vindos de norte (Figura 3.8).

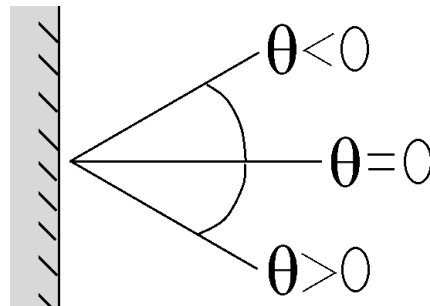


Figura 3.8 – Padronização do ângulo em relação à costa. A região em cinza representa a linha de costa.

Já para a orientação da costa, separou-se o talude continental em três setores de inclinação diferente em relação ao eixo N-S. Considerou-se o setor norte com uma inclinação de $53,2^\circ$, o setor central com $13,0^\circ$ e o setor sul com $39,7^\circ$. Esses valores foram estimados a partir de linhas médias definidas em cada setor (Figura 3.9).

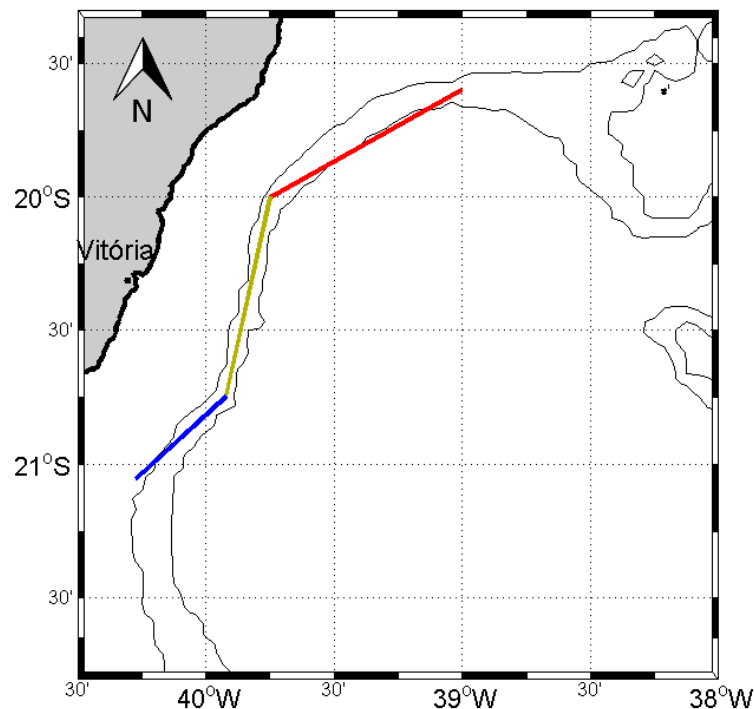


Figura 3.9 – Orientação da costa dos 3 setores do talude continental. Setor norte em vermelho, setor do meio em bege e setor sul em azul. As três linhas batimétricas pretas representam 0 m (linha de costa), 100 m e 1000 m de profundidade. Em cinza é mostrada a área continental.

Para a determinação do ângulo de incidência do jato, considerou-se o ângulo do jato em relação ao eixo N-S e a orientação da costa em relação ao mesmo eixo.

c) *Latitude de incidência*

A latitude de ocorrência da bifurcação foi considerada como a latitude de incidência do núcleo do jato na costa. Mais especificamente, considerou-se a latitude onde o ponto de máxima velocidade encontrasse com a isóbata de 1000 m a partir de uma linha reta. A Figura 3.7 mostra dois exemplos, em dias distintos, do ponto estimado de latitude de bifurcação do jato incidente (pontos vermelhos).

3.3.3 Identificação e caracterização dos vórtices

A identificação dos vórtices ciclônicos no ET foi feita a partir de uma análise de campos horizontais diários de velocidade e vorticidade relativa na camada isopical de 24,7 kg/m³. Esta camada foi escolhida por representar o núcleo da AT (THOMAZ, 2012), em torno de 100 m de profundidade. A ocorrência de vórtices foi atribuída aos dias nos quais foram observadas feições fechadas nos campos de velocidade que apresentassem um valor de vorticidade relativa em seu interior de pelo menos $-0,2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, valor definido arbitrariamente com base em inspeção visual de mapas de vorticidade relativa. Também foram medidos o tamanho, a localização, a permanência e a sazonalidade dos vórtices identificados.

Nesta etapa foi feito um levantamento da presença ou ausência diária de vórtices ao longo dos quatro anos para uma análise de sua sazonalidade. Os vórtices foram classificados em tipos distintos referentes às suas características. É importante destacar que os vórtices ciclônicos espacialmente separados da bifurcação não foram contabilizados.

3.4 ADAPTAÇÃO E APLICAÇÃO DO MODELO ANALÍTICO DE BIFURCAÇÃO

Os resultados do modelo numérico foram comparados com o modelo analítico de duas camadas de WHITEHEAD (1985) adaptado para a área de estudo.

As equações para os perfis de velocidade e altura da camada superficial de água menos densa para jatos de vorticidade potencial constante foram deduzidas considerando-se um sistema de eixos com origem em um ponto frontal que toca a superfície (linha preta contínua que separa a cor azul da rosa na Figura 3.10). Para simplificação de termos, o autor definiu o eixo η , perpendicular à direção da velocidade do jato. Com isso, a velocidade e a altura passam a ser função apenas de uma coordenada (η) ao invés de duas (x e y), independente do ângulo de incidência θ do jato em relação à costa.

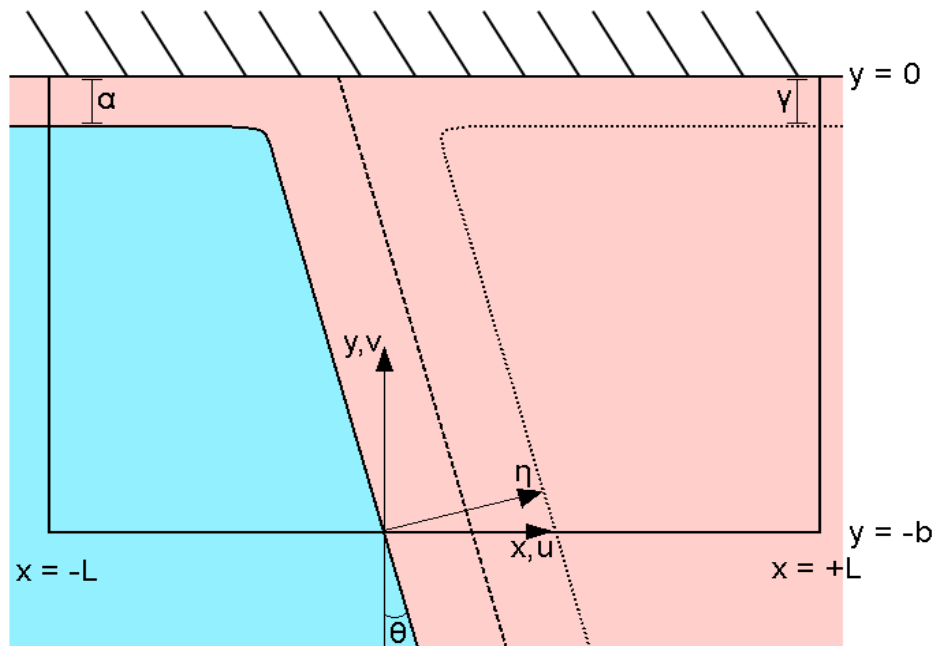


Figura 3.10 – Visão superior do problema como descrito em WHITEHEAD (1985), para um jato baroclínico geostrofico no Hemisfério Norte. Em rosa, identifica-se a camada de água menos densa e em azul, a camada mais densa.

Para que exista um jato geostrofico em direção à costa no Hemisfério Sul, a parcela de água de menor densidade deve estar localizada ao contrário do exemplo da Figura 3.10.

Com a intenção de minimizar as modificações nas equações originais de WHITEHEAD (1985), foi utilizado o mesmo sistema de coordenadas, apenas invertendo a direção do eixo x . O eixo η foi mantido perpendicular ao jato e

apontando em direção ao interior da camada de água menos densa. Utilizando esse sistema de coordenadas para o Hemisfério Sul, nenhuma modificação foi necessária nas equações que descrevem os perfis de velocidade $S(\eta)$ e altura $h(\eta)$. A Figura 3.11 ilustra as características do modelo adaptado para a área de estudo (costa do Espírito Santo).

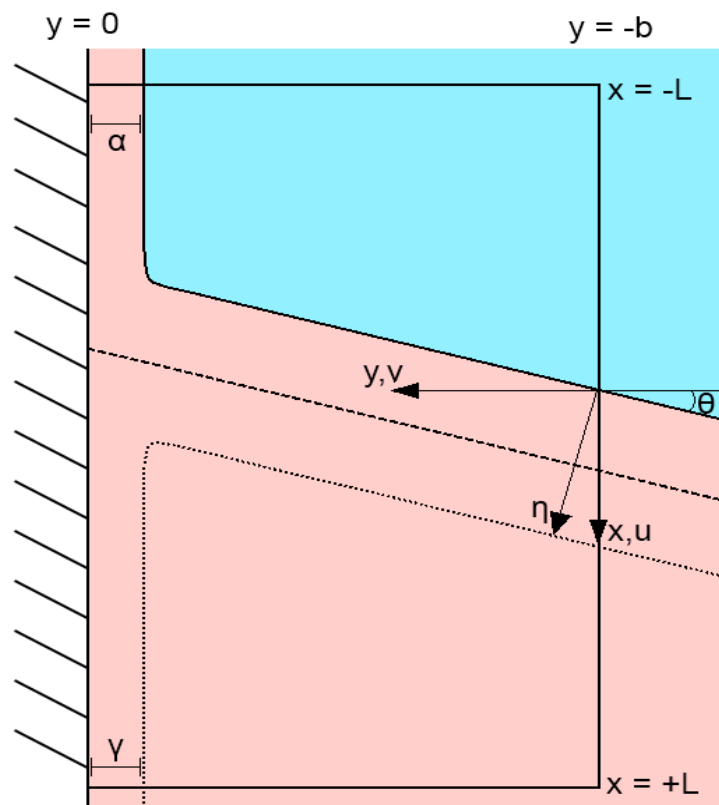


Figura 3.11 – Visão superior do problema para a área de estudo (Hemisfério Sul). Em rosa, está marcada a camada de água menos densa e em azul, a mais densa.

Acredita-se que, apesar de simplificada, a idealização da CB como um jato incidente seguindo as aproximações deste modelo analítico é viável por dois motivos: (i) Nesta região, o padrão termohalino vertical de CCOs apresenta um caráter fortemente baroclínico, composto basicamente pela CB em superfície e a CCI abaixo (SILVEIRA *et al.*, 2004). Como esse sistema é caracterizado por apenas uma inversão de velocidade, uma aproximação de um modelo de duas camadas é suficiente. E (ii) Evidências hidrográficas da região (EVANS *et al.*, 1983) apontam uma elevação das isotermas no ET, como ilustrado na Figura 3.12, indicando que o embaçamento apresenta águas relativamente mais densas, atuando como a região de cor azul da Figura 3.11.

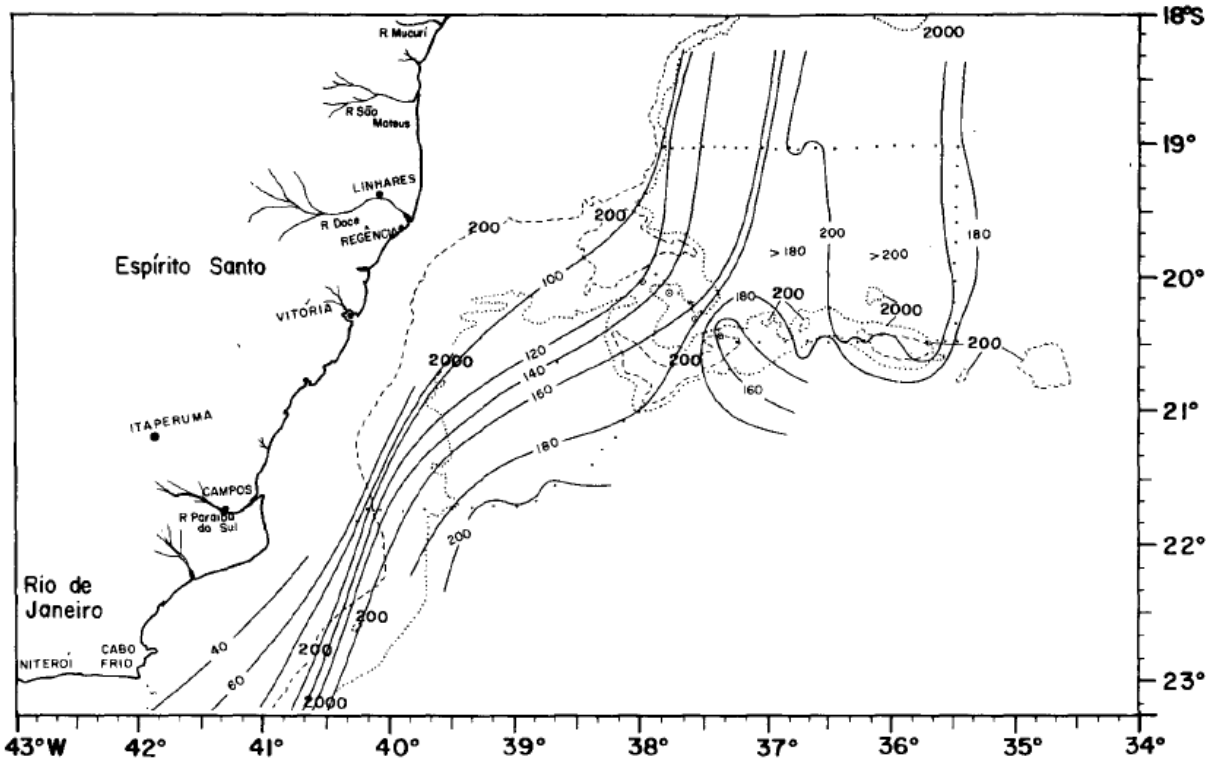


Figura 3.12 – Profundidade da isoterma de 20°C (linhas contínuas) obtida através de dados hidrográficos. Contornos batimétricos representados pelas linhas pontilhadas. Adaptado de: EVANS *et al.* (1983).

Nesse modelo, os perfis de velocidade e altura são os parâmetros que determinam a quantidade relativa de *momentum* e volume que é desviado para a esquerda ou direita após o encontro do jato com a costa. Esses perfis são deduzidos a partir de duas equações – a relação geostrófica:

$$fS = g' \frac{\partial h}{\partial \eta}$$

e a relação da vorticidade potencial constante:

$$\frac{\partial S}{\partial \eta} - f = \frac{-fh}{H}$$

A resolução desse sistema de equações diferenciais resulta em:

$$h = H(1 - e^{-\eta/\eta_0})$$

$$S = \frac{g' H}{f \eta_0} e^{-\eta/\eta_0}$$

A Figura 3.13 mostra os perfis de velocidade e altura sobre o sistema. Essa figura ilustra a relação de velocidade e altura ao longo do eixo η e o formato característico deste jato teórico. É importante ressaltar que S é uma função apenas de η , ou seja,

para um ponto específico η , toda a camada superficial move-se com a mesma velocidade.

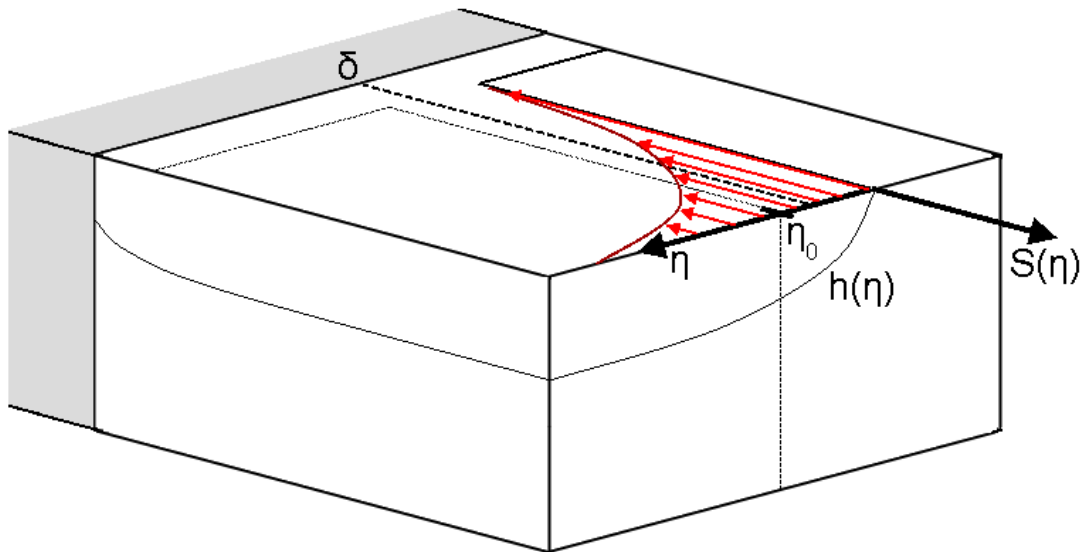


Figura 3.13 – Perfis de velocidade (em vermelho) e altura ao longo do eixo η do jato incidente. A linha que representa o perfil de $h(\eta)$ separa a camada superficial que apresenta movimento da camada profunda estagnada. Em cinza localiza-se a parede vertical do talude continental.

A variável δ mostrada como a linha tracejada na Figura 3.13 é o ponto que separa a parcela de água que é desviada para a direita da parcela desviada para a esquerda após o encontro do jato com a parede vertical. Mais especificamente, δ é o comprimento adimensional entre a borda da frente ($\eta=0, h=0$) até a linha de divisão do jato ($\eta=\alpha$), em uma quantidade relativa a η_0 . Ou seja:

$$\delta = \frac{\alpha}{\eta_0}$$

Sendo que:

$$\eta_0 = \sqrt{\frac{g'H}{f^2}}$$

A equação que define δ depende apenas do ângulo de incidência θ do jato, como mostra a equação a seguir (retirada de: WHITEHEAD, 1985):

$$4e^{-3\delta} - 6e^{-2\delta} + 1 - \sin\theta = 0$$

Observando a Figura 3.11, é trivial relacionar que quanto maior o ângulo θ , maior será o valor de δ , ou seja, uma maior parcela de água será desviada para a direita. Sabendo-se o valor de δ , é possível calcular o valor de *momentum* (M) e volume (Q)

transferido para cada um dos lados, a partir da integração dos perfis de velocidade e altura:

$$M = \int S^2 h d\eta$$

$$Q = \int S h d\eta$$

Sendo os limites de integração de $\eta=0$ a $\eta=\delta$ para o fluxo defletido para a direita e de $\eta=\delta$ a $\eta=\infty$ para o fluxo defletido para a esquerda. Isso torna possível criar uma relação direta entre o ângulo θ e percentual de volume e *momentum* direcionado para a esquerda após a bifurcação. Essa relação é observada na Figura 3.14.

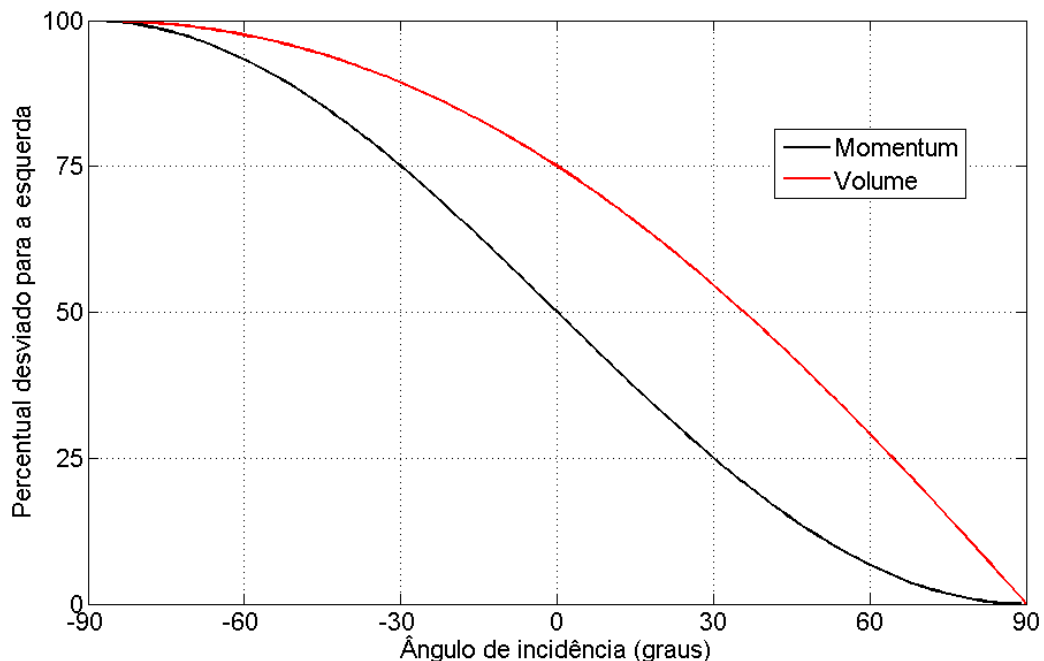


Figura 3.14 – Relação entre o ângulo incidente e o percentual de momentum e volume desviados para a esquerda da bifurcação para a área de estudo (Hemisfério Sul).

Como mostra a Figura 3.14, para a área de estudo esse modelo prevê um padrão de bifurcação no qual a maior parte do transporte de volume é desviada para esquerda, em direção sul. Como exemplo, um jato que incide perpendicularmente à costa (0°) causa um desvio de 75% do transporte incidente total para a esquerda e, por complementação, apenas 25% para a direita.

3.5 CÁLCULOS ENERGÉTICOS

A análise energética foi uma ferramenta utilizada na investigação dos processos dinâmicos que ocorrem no ET. Essa análise consistiu em uma estimativa e interpretação da quantidade total de energia disponível, separada em quatro diferentes reservatórios, e das transferências de energia que ocorrem entre eles. É possível definir os mecanismos formadores de alguns processos dinâmicos no oceano através de uma identificação do tipo de conversão energética predominante no local.

Os quatro reservatórios são: Energia Cinética Média (ECM), Energia Cinética Turbulenta (ECT), Energia Potencial Média (EPM) e Energia Potencial Turbulenta (EPT). Os dois reservatórios de energia cinética estão associados aos campos de velocidade, enquanto que os dois reservatórios de energia potencial estão associados aos campos de massa. As conversões de energia mais relevantes para o estudo de processos de meso e larga-escala são a Conversão Barotrópica (CBT) e a Conversão Baroclínica (CBC). A CBT é oriunda da transformação de ECM para ECT e indica a existência de processos de instabilidade barotrópica, que estão associados ao cisalhamento horizontal das correntes. Já a CBC é oriunda da transformação de EPM para EPT e indica a possibilidade de existência de processos de instabilidade baroclínica, que são associados ao cisalhamento vertical das correntes (AZEVEDO *et al.*, 2008).

Foram feitos cálculos da quantidade de energia em cada reservatório e dos dois tipos de conversão na região de estudo. Tomou-se como base o trabalho de AZEVEDO *et al.* (2008) para a utilização das equações, que são descritas nos itens a seguir. Os cálculos foram feitos para todos os pontos da grade dos resultados numéricos por método de diferenças finitas.

3.5.1 Equações básicas

As equações para os cálculos energéticos partem da Teoria Quase-Geostrófica, onde as variáveis são convenientemente separadas em uma parcela média e uma turbulenta. Para um melhor entendimento das equações energéticas em si, é importante descrever algumas equações básicas que fazem essa separação e outras considerações.

A massa específica da água é considerada como dependente apenas da temperatura:

$$\rho = \rho_0(1 - \alpha T)$$

Onde ρ é a massa específica, ρ_0 é a massa específica média, α é o coeficiente de expansão térmica e T é a temperatura.

A temperatura (T) é separada em uma estratificação básica de toda uma região (θ) e os desvios em relação a essa estratificação básica (ΔT):

$$T(x, y, z, t) = \theta(z) + \Delta T(x, y, z, t)$$

Os desvios ΔT são ainda separados em uma componente média e uma turbulenta:

$$\Delta T(x, y, z, t) = \overline{\Delta T}(x, y, z) + T'(x, y, z, t)$$

Por fim, o vetor velocidade (\mathbf{u}) é também separado em uma componente média ($\overline{\mathbf{u}}$) e uma turbulenta (\mathbf{u}'), na forma:

$$\mathbf{u}(x, y, z, t) = \overline{\mathbf{u}}(x, y, z) + \mathbf{u}'(x, y, z, t)$$

3.5.2 Energia Cinética Média

A quantidade de ECM em cada ponto da grade foi calculada como:

$$ECM = \frac{\overline{u^2} + \overline{v^2}}{2}$$

Onde $\overline{u^2}$ é a média dos quadrados da componente zonal da velocidade e $\overline{v^2}$ é a média dos quadrados da componente meridional da velocidade.

3.5.3 Energia Cinética Turbulenta

A quantidade de ECT em cada ponto da grade foi calculada como:

$$ECT = \frac{\overline{u'^2} + \overline{v'^2}}{2}$$

Onde $\overline{u'^2}$ é a média dos quadrados da parcela turbulenta da componente zonal da velocidade e $\overline{v'^2}$ é a média dos quadrados da parcela turbulenta da componente meridional da velocidade.

3.5.4 Energia Potencial Média

A quantidade de EPM em cada ponto da grade foi calculada como:

$$EPM = \frac{g\alpha}{2\theta_z} (\overline{\Delta T})^2$$

Onde g é a aceleração da gravidade, α é o coeficiente de expansão térmica do fluido, θ_z é a derivada do perfil de estratificação básica com relação à coordenada z e $(\overline{\Delta T})^2$ é o quadrado da componente média dos desvios de temperatura em relação à estratificação básica.

3.5.5 Energia Potencial Turbulenta

A quantidade de EPT em cada ponto da grade foi calculada como:

$$EPT = \frac{g\alpha}{2\theta_z} \overline{T'^2}$$

Onde $\overline{T'^2}$ é a média dos quadrados da componente turbulenta dos desvios de temperatura em relação à estratificação básica.

3.5.6 Conversão Barotrópica

A CBT em cada ponto da grade foi calculada como:

$$CBT = \overline{u'u'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \overline{u'v'} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right) + \overline{v'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y}$$

Onde $\overline{u'u'}$ é a média dos quadrados da parcela turbulenta da componente zonal da velocidade, $\partial \bar{u} / \partial x$ é a variação da parcela média da componente zonal da velocidade ao longo do eixo zonal, $\overline{u'v'}$ é a média dos produtos entre a parcela turbulenta da componente zonal da velocidade e a parcela turbulenta da componente meridional da velocidade, $\partial \bar{u} / \partial y$ é a variação da parcela média da componente zonal da velocidade ao longo do eixo meridional, $\partial \bar{v} / \partial x$ é a variação da parcela média da componente meridional da velocidade ao longo do eixo zonal, $\overline{v'v'}$ é a média dos quadrados da parcela turbulenta da componente meridional da velocidade e $\partial \bar{v} / \partial y$ é a variação da parcela média da componente meridional da velocidade ao longo do eixo meridional.

3.5.7 Conversão Baroclínica

A CBC em cada ponto da grade foi calculada como:

$$CBC = -\frac{g\alpha}{\theta_z} (\overline{\mathbf{u}'T'}) \cdot \nabla_h(\overline{\Delta T})$$

Onde $(\overline{\mathbf{u}'T'})$ é a média dos produtos entre a componente turbulenta do vetor velocidade e a componente turbulenta dos desvios de temperatura em relação à estratificação básica, ∇_h é o operador nabla horizontal e $(\overline{\Delta T})$ é a componente média dos desvios de temperatura em relação à estratificação básica.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A ocorrência de bifurcação da CB no ET foi o primeiro ponto a ser observado, já que boa parte das demais análises é de alguma forma dependente desse primeiro resultado. A partir dos requisitos estipulados e informados no item 3.2.2, encontrou-se a ocorrência da bifurcação em 72% dos dias ao longo dos quatro anos de resultados analisados.

Em termos de sua variabilidade temporal, como é possível observar na Figura 4.1, os valores variaram de um mínimo de 57% em Maio até um máximo de 91% em Novembro. De forma geral, a bifurcação mostrou-se ligeiramente menos frequente nas estações de outono e inverno.

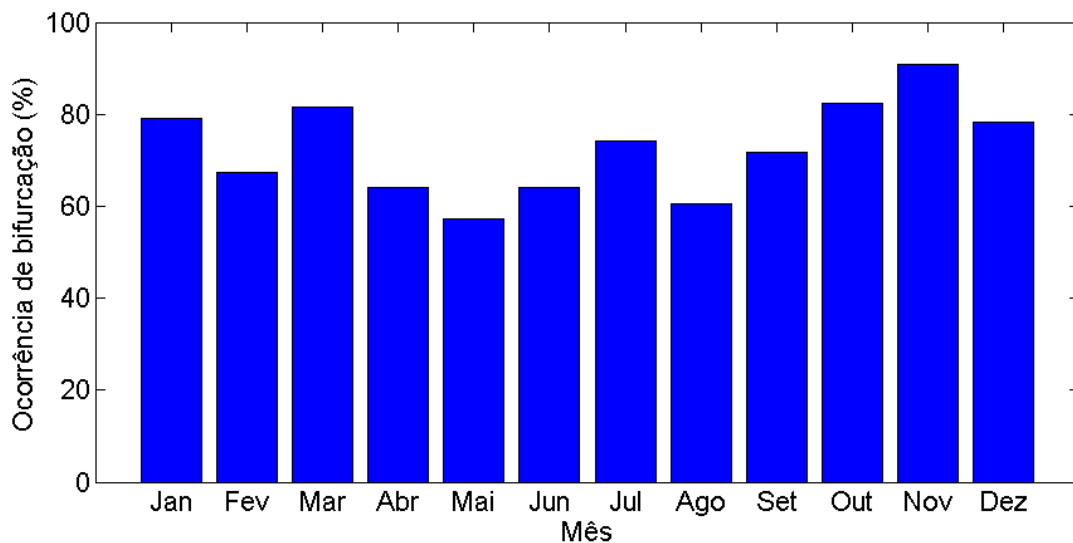


Figura 4.1 – Ocorrência percentual de bifurcação para cada mês durante os 4 anos de dados.

Esse resultado indica que frequentemente a CB seria direcionada ao talude continental dentro do embaiamento em condições susceptíveis à ocorrência deste processo energético de interação entre um jato e uma borda continental. Como alguns dos resultados que serão mostrados nos itens a seguir analisam apenas os casos quando há ocorrência de bifurcação, o grande volume de dados contribui para uma maior confiabilidade estatística do conteúdo que será apresentado.

4.1 IDENTIFICAÇÃO DOS VÓRTICES CICLÔNICOS

Em recorrentes ocasiões, o ET apresentou a ocorrência de vórtices ciclônicos conectados espacialmente à bifurcação da CB. A partir da visualização de campos horizontais de velocidade e vorticidade relativa, foram identificados dois tipos diferenciados de vórtices ciclônicos, que foram classificados de VC1 e VC2. A Figura 4.2 mostra *snapshots* de campos de velocidade que representam tipicamente os vórtices tipo VC1 e VC2.

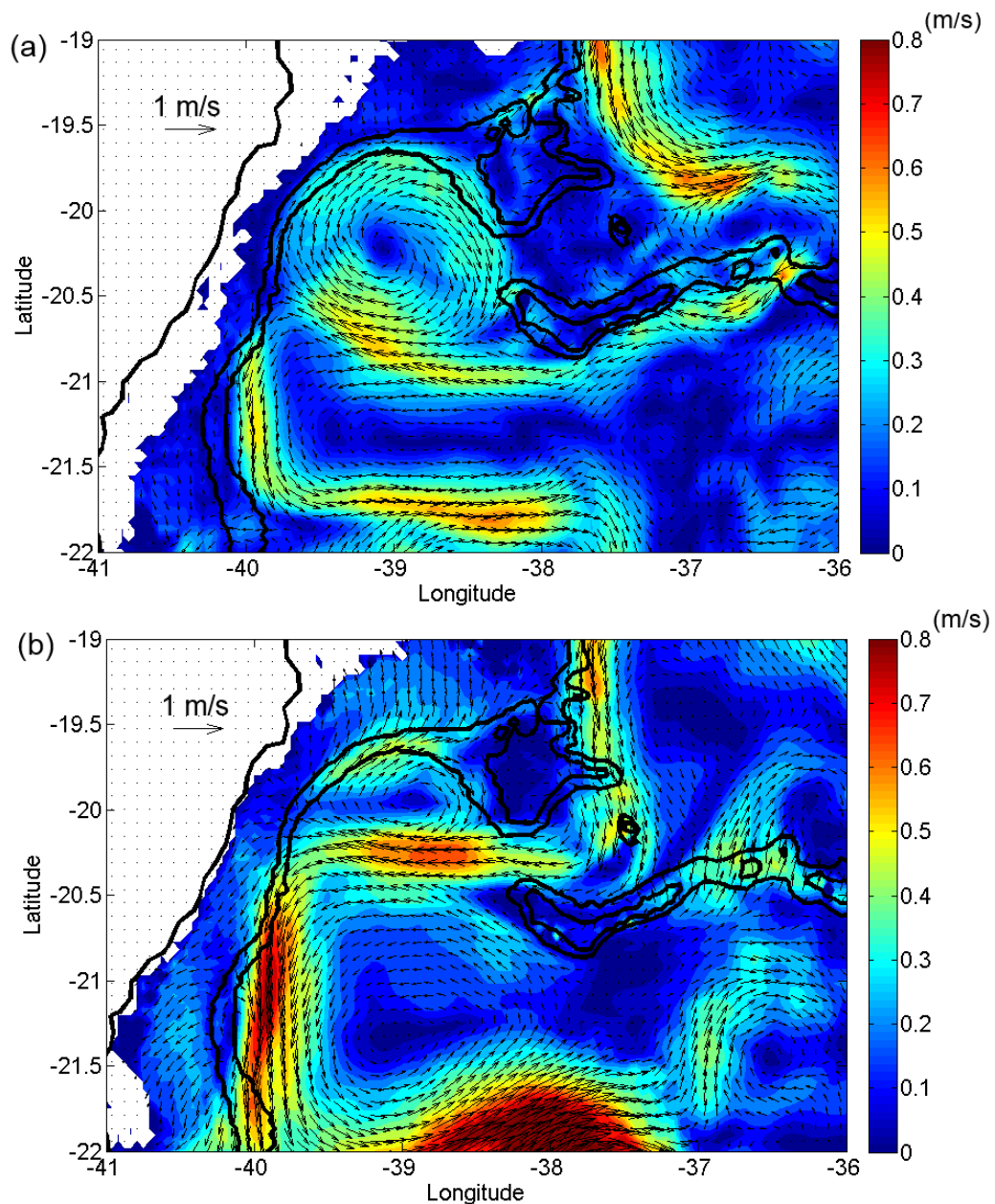


Figura 4.2 – *Snapshots* de campos horizontais de velocidade do fluxo na camada isopical $\sigma_\theta=24,7\text{kg/m}^3$ mostrando ocorrências características de (a) um VC1 no dia 16 de abril de 2009; e (b) um VC2 no dia 6 de dezembro de 2011. As linhas pretas contínuas representam as isóbatas de 0 m (linha de costa), 100 m e 1000 m. O módulo da velocidade é representado pela paleta de cores.

O VC1 se caracterizou como um vórtice de tamanho maior, com cerca de 140 km de diâmetro, ocupando praticamente todo o ET, em um formato circular. Já o VC2 se mostrou menor, confinado na parte mais ao norte do embaçamento e de formato achatado, com aproximadamente 100 km de diâmetro em seu maior eixo.

Através da visualização dos quatro anos de campos de velocidade diários, foram identificadas seis ocorrências do VC1 e 17 do VC2. A duração média do VC1 foi de 35,8 dias, enquanto que foi de apenas 8,5 dias para o VC2. A partir deste resultado, analisou-se a sazonalidade da presença de cada tipo de vórtice. A Figura 4.3 mostra em quais períodos do ano foi observada a presença de cada um dos dois tipos de vórtice.

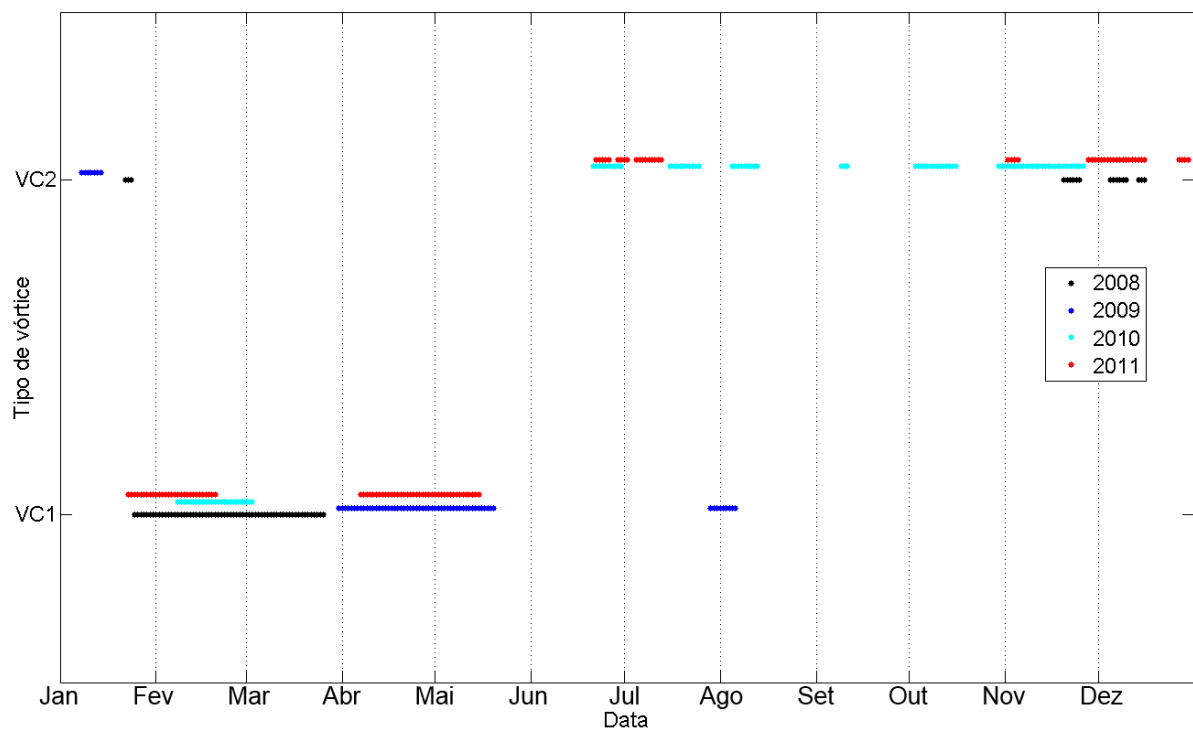


Figura 4.3 – Ocorrência dos dois tipos de vórtices ciclônicos encontrados associados à bifurcação da CB no Embaçamento de Tubarão em relação à sua data de observação. A ocorrência em diferentes anos é marcada pela diferença nas cores dos pontos, conforme legenda.

Com base na Figura 4.3, notou-se uma forte tendência de aparecimento do VC1 apenas nos meses de Fevereiro a Maio. De uma maneira menos regular, o VC2 parece ocorrer prioritariamente entre Novembro e Janeiro, mas também foi verificado entre Junho e Outubro em esparsas ocasiões. Esse tipo de vórtice também mostrou uma variabilidade interanual, com grande diferença de sua presença entre alguns anos. Os anos de 2008 e 2009 praticamente não apresentaram a formação de VC2,

enquanto que em 2010 e 2011 esses vórtices estiveram presentes em boa parte da segunda metade do ano.

4.2 TRANSPORTE DE VOLUME ENTRE OS CANAIS

Para a caracterização do fluxo da CB ao passar pela CVT, foram estimadas médias mensais dos valores de transporte de volume que cruzam os transectos T1, T2 e T3 (Figura 3.6) entre os montes da cadeia, nos canais 1, 2 e 3 (CH1, CH2 e CH3). As Tabelas 3 e 4 mostram as estimativas em valores absolutos e relativos, respectivamente.

Tabela 2 – Transporte de volume médio (Sv) mensal no período 2008-2011 pelos canais formados entre os montes da Cadeia Vitória-Trindade entre 2008 e 2011. O total reflete a soma dos transportes pelos três canais.

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
CH1	0,61	0,50	0,43	0,30	0,25	0,25	0,35	0,38	0,50	0,49	0,50	0,69
CH2	2,48	1,50	0,70	0,59	0,51	1,26	2,80	2,83	2,74	3,21	3,14	2,69
CH3	6,00	6,08	5,29	3,27	2,84	3,06	3,82	4,27	5,00	5,14	5,44	5,39
Total	9,09	8,07	6,42	4,16	3,60	4,57	6,96	7,48	8,24	8,84	9,07	8,77

O transporte médio total foi de 7,11 Sv. Esse valor está dentro do intervalo descrito por SILVEIRA (2007) de $6,4 \pm 2,8$ Sv para o transporte de volume da CB na região, levando-se em conta diversos métodos de cálculo desta estimativa por diferentes autores. A maioria dessas estimativas levou em conta o nível de referência considerando a CB como o fluxo que transporta AT e ACAS. Como o presente trabalho também partiu deste pressuposto para esse cálculo, a comparação é viável.

Tabela 3 – Percentual relativo do transporte de volume médio mensal nos respectivos canais formados entre os montes da Cadeia Vitória-Trindade entre 2008 e 2011.

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
CH1	6,7	6,1	6,7	7,1	6,9	5,6	5,1	5,1	6,0	5,6	5,5	7,9
CH2	27,3	18,6	10,9	14,1	14,1	27,6	40,1	37,8	33,2	36,3	34,6	30,6
CH3	66,0	75,3	82,4	78,7	79,0	66,8	54,8	57,1	60,8	58,1	59,9	61,5

Nota-se a predominância de transporte da CB pelo canal 3, responsável por 67% do fluxo total. Uma característica marcante que pode ser notada com os valores de transporte relativo é a variabilidade temporal encontrada, que é melhor observada na Figura 4.4.

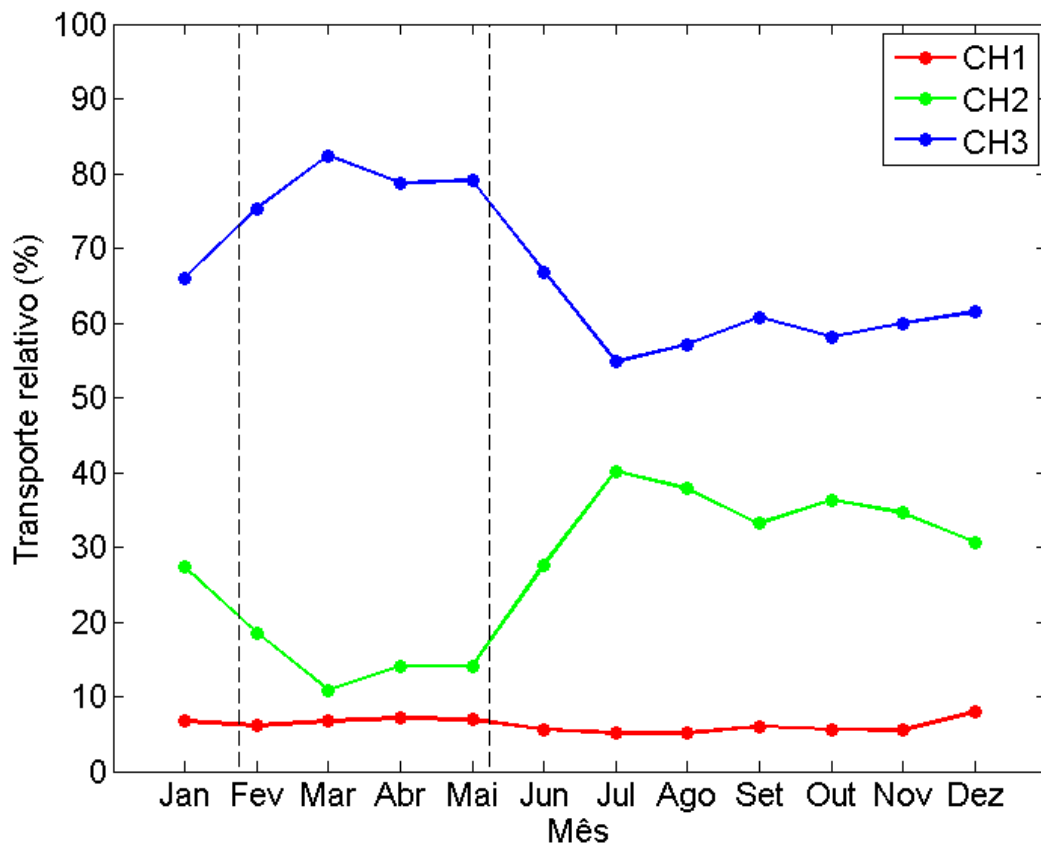


Figura 4.4 – Variação mensal do transporte relativo (%) de volume por entre os canais formados entre os montes da Cadeia Vitória-Trindade entre 2008 e 2011. Destaca-se em linhas pontilhadas o intervalo de maior (menor) transporte relativo pelos canais CH3 (CH2).

Como destacado na Figura 4.4, entre os meses de Fevereiro a Maio o transporte relativo aumenta no canal 3 e diminui consideravelmente no canal 2. Essa queda corresponde a mais de 50% de diminuição em relação à média dos outros meses. Coincidentemente, o período destacado corresponde exatamente aos meses de ocorrência do VC1 (Figura 4.3). Essa comparação indica uma possível correlação entre a diminuição do transporte pelo canal 2 com a ocorrência do VC1.

A variabilidade apresentada na Figura 4.4 está parcialmente refletida nos resultados apresentados por PASSOS (2011). Nesse trabalho, a autora estimou o transporte de volume da CB em cada um dos 3 canais a partir de dados provenientes de dois cruzeiros oceanográficos em períodos distintos: um em Setembro de 2004 e outro em Março de 2005. Diferentemente do padrão indicado na Figura 4.4, somente foi

encontrado fluxo pelos três canais em Março de 2005, enquanto que em Setembro de 2004 foi encontrado fluxo apenas pelos canais 1 e 2. Os resultados de PASSOS (2011) estão organizados na Tabela 4. Ainda que este resultado apresente grande diferença com as estimativas absolutas da Tabela 2, reflete o fraco transporte pelo canal 1 e a significativa redução do transporte pelo canal 2 durante o final do verão (Março). É importante ressaltar que essa é uma comparação entre um resultado sinótico e uma média mensal.

Tabela 4 – Estimativas de PASSOS (2011) para o transporte de volume absoluto e relativo dos jatos da CB ao fluírem pelos canais da Cadeia Vitória-Trindade em Setembro de 2004 e Março de 2005.

Setembro, 2004	Canal 1	Canal 2	Canal 3
Transporte (Sv)	0,8	5,8	-
Transporte relativo (%)	12,0	88,0	-
Março, 2005	Canal 1	Canal 2	Canal 3
Transporte (Sv)	0,1	2,6	3,0
Transporte relativo (%)	1,8	45,6	52,6

O mecanismo que causa a variabilidade no padrão de escoamento entre os canais da CVT ao longo dos meses do ano não foi investigado no presente trabalho. Entretanto, suspeita-se da influência da variabilidade da Alta Subtropical do Atlântico Sul e da Corrente de Contorno Intermediária nos meses de outono, que poderiam fazer com que a CB fluísse ligeiramente mais distante da costa, favorecendo o transporte pelo canal 3. Ou ainda, da variabilidade sazonal da latitude da BiCSEs em nível picnoclínico (PETERSON & STRAMMA, 1991; SOUTELINO, 2008).

4.3 TRANSPORTE ENTRE OS CANAIS VS PRESENÇA DE VÓRTICES

Na variabilidade temporal do transporte de volume entre os canais analisada no item anterior foram encontrados dois períodos distintos de transporte pelos canais 2 e 3. Com o objetivo de identificar uma relação entre o transporte pelos canais e o transporte incidente na costa com a ocorrência dos vórtices, analisou-se o valor médio de transporte nos quatro transectos estáticos para os períodos quando houve presença dos vórtices VC1, VC2 e para a ausência de vórtices. A Figura 4.5 mostra os resultados obtidos, incluindo o intervalo de erro padrão da média do transporte ao nível de 95% de confiança.

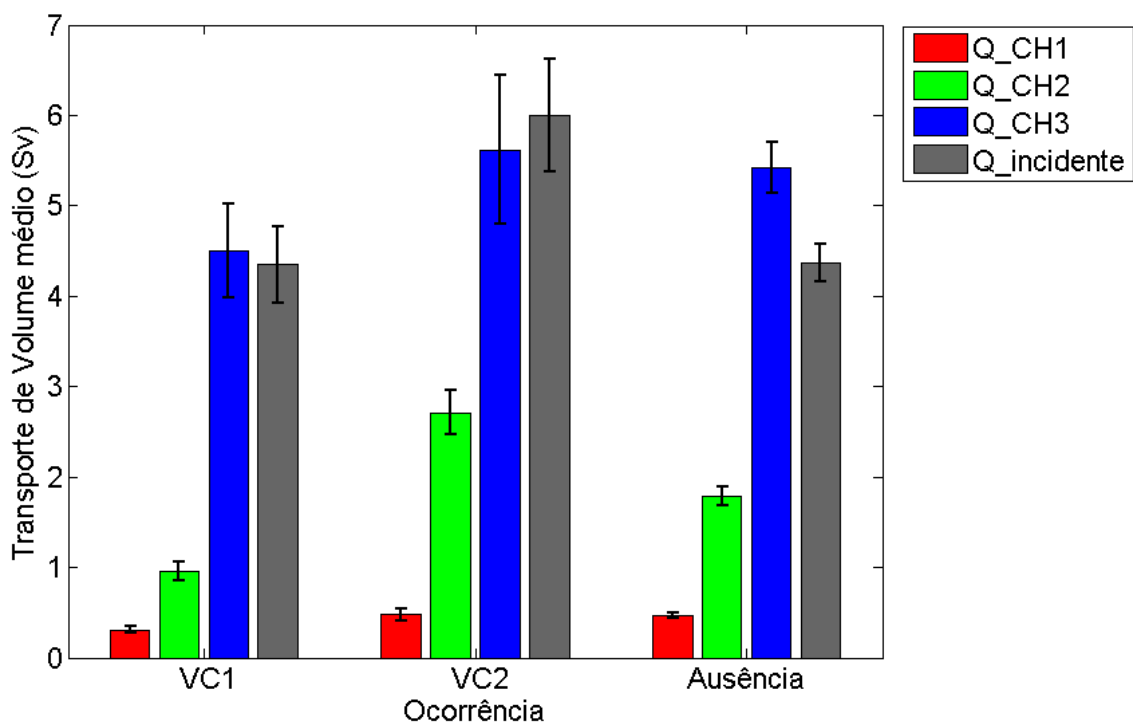


Figura 4.5 – Valores médios de transporte de volume nos 4 transectos estáticos nos períodos de presença dos vórtices VC1, VC2 e ausência de vórtices. Os limites pretos definem o intervalo de erro padrão da média ao nível de 95% de confiança. Q_CH1 refere-se ao transporte no canal 1 (T1), Q_CH2 no canal 2 (T2), Q_CH3 no canal 3 (T3) e Q_incidente ao transporte que passa pelo transecto estático localizado no embaiamento (T4).

Entre os quatro transportes apresentados na Figura 4.5, observa-se uma variabilidade marcante para o transporte no canal 2 (barras verdes). Em comparação ao período de ausência de vórtices, a presença de VC1 esteve associada a uma redução (47% menor) de transporte nesse canal, enquanto que a presença de VC2 esteve associada a um grande aumento (52% maior). Em termos absolutos, a ocorrência de vórtices VC1 foi associada a um transporte médio pelo canal 2 de 0,96

$\pm 0,10$ Sv, os vórtices VC2 a um transporte médio de $2,71 \pm 0,25$ Sv, enquanto que na ausência o transporte médio foi de $1,79 \pm 0,11$ Sv. Os valores médios são estatisticamente diferenciados entre si já que os intervalos limitados pelo erro padrão para as três situações – ausência, VC1 e VC2 – compreendem valores de transporte que não se interferem em nenhum ponto.

A presença do vórtice VC1 também foi associada a uma diminuição média de 17% no transporte pelo canal 3, que é corroborada estatisticamente visto que os intervalos de erro padrão entre as situações de VC1 e ausência não se sobrepõem para o transporte neste canal. Sugere-se que se o fluxo pelo canal 3 é muito elevado, o retorno do jato em direção à costa tende a ocorrer ao sul do embaçamento (ao sul de 21°S) devido à elevada inércia do jato, o que inibiria a entrada de volume pelo jato norte e sua contribuição na formação de vórtices. Quando o transporte pelo canal 3 é menor, o jato retorna em direção à quebra de plataforma – sua profundidade de equilíbrio – sem se deslocar muito para sul e pode incidir diretamente contra o talude dentro do embaçamento.

Ainda analisando a Figura 4.5, nota-se que a presença do VC2 está associada a um aumento médio de 37% no transporte incidente. Essa ocorrência também se diferencia estatisticamente dos casos de VC1 e ausência já que os respectivos intervalos de erro padrão não se sobrepõem.

Os padrões de transporte de volume pelos canais 2 e 3 mostraram ter importância na ocorrência e determinação do tipo de vórtice ciclônico observado no ET. Em termos médios, a presença do VC1 foi associada a uma redução nos valores de transporte por ambos os canais. O VC2 foi associado a valores especialmente altos pelo canal 2. E a ausência de vórtices a valores altos pelo canal 3 e intermediários pelo canal 2.

Com o objetivo de associar isoladamente a intensidade da corrente nos canais com a formação dos vórtices, foram analisados os valores do número de Rossby (Ro) em séries temporais pelos canais 2 e 3 (Figura 4.6). Sobre as séries, foram destacados os períodos das seis ocorrências de vórtices VC1 (destaques azuis) e 17 ocorrências de VC2 (destaques vermelhos). Tanto o transporte quanto o número de Ro pelo canal 1 não mostraram relação com a ocorrência dos vórtices, portanto os valores do número de Ro por esse canal não foram incluídos na Figura 4.6.

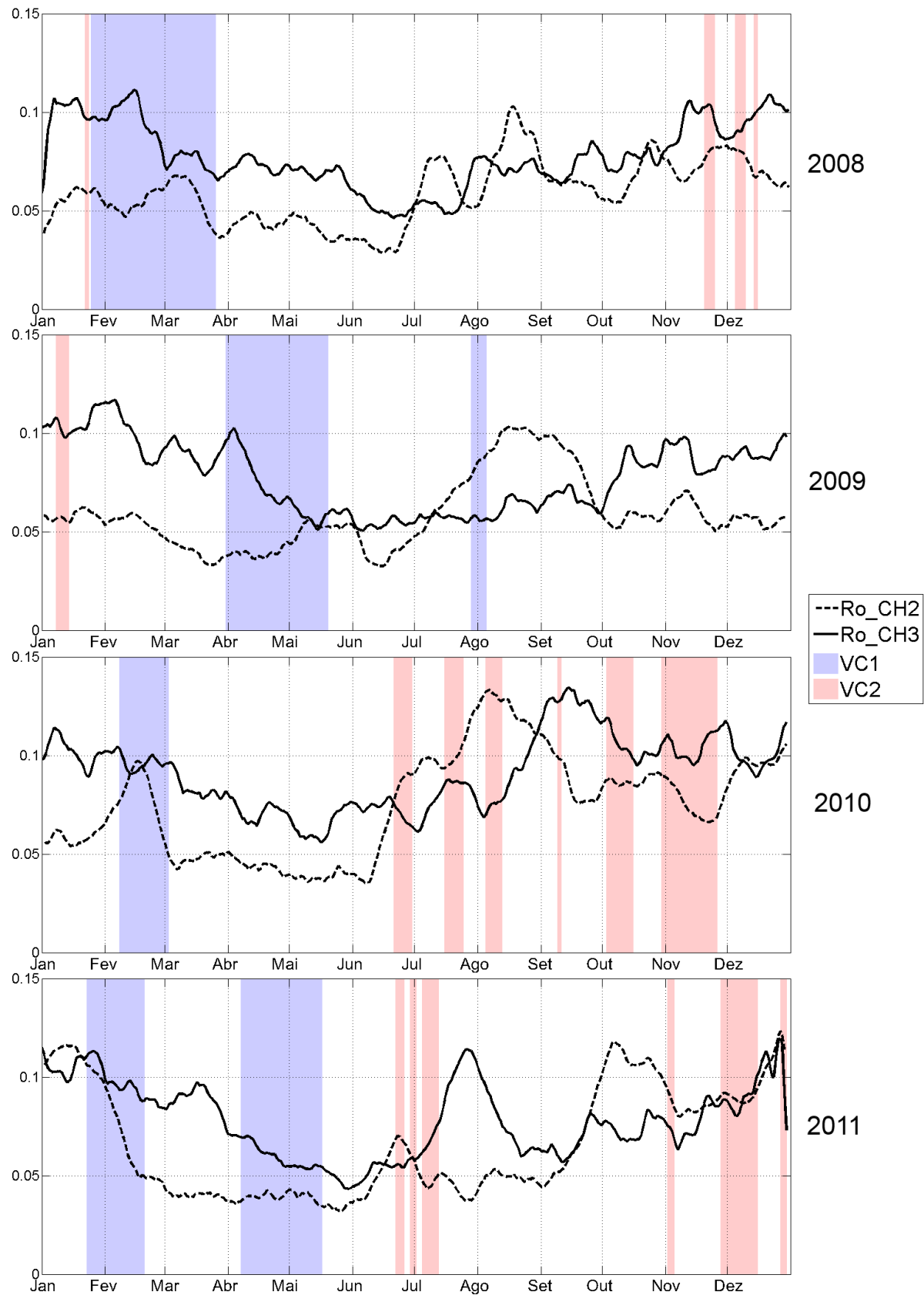


Figura 4.6 – Valores diários do número de Rossby para os anos de 2008 a 2011 associados aos fluxos que passam pelos canais 2 (linhas pretas tracejadas) e 3 (linhas pretas contínuas). Os períodos de ocorrência de vórtices VC1 são destacados pelas áreas azuis e de vórtices VC2 pelas áreas vermelhas.

Os valores do número de Ro foram da ordem $O(10^{-1})$, indicando que os fluxos têm forte influência da rotação comparativamente à advecção. No entanto, há uma clara variabilidade temporal nesses valores.

A ocorrência dos vórtices do tipo VC1 foi associada aos períodos nos quais houve a predominância de duas características. Primeiro, a uma tendência de diminuição do número de Ro pelo canal 3, que é bem observável em 2008, 2009 e 2011. Especialmente em 2011, duas ocorrências de VC1 aparecem em dois períodos de diminuição do número de Ro , separados por um período de aumento do número de Ro neste canal em Março, que pode ter sido responsável pela dispersão do vórtice. Segundo, os vórtices VC1 estão associados a valores mínimos do número de Ro pelo canal 2, que foram observados em todos os anos nos meses de Março, Abril e Maio.

Duas ocorrências do vórtice VC1 foram atípicas em relação a esse padrão, uma em Agosto de 2009 e a outra em Fevereiro de 2010. Nestes casos, a formação dos vórtices esteve associada a altos valores do número de Ro pelo canal 2. Especialmente para 2010, observou-se um pico incomum de intensidade do jato pelo canal 2. Apesar de menos comum e estar associada a vórtices de menor duração, isso mostra algumas situações nas quais, mesmo passando pelo canal 2, o jato pode resultar na formação de vórtices do tipo VC1. Um fluxo que passa pelo canal 2 não necessariamente flui em uma direção zonal, mas pode desviar-se para sul e voltar-se contra a costa apenas em regiões mais afastadas. Esse comportamento foi verificado nos campos de velocidade das datas destes eventos (não apresentados aqui) e, independente de sua causa, esta é mais uma evidência da grande variabilidade na dinâmica do ET e na passagem da CB pela CVT.

O fato de não ter sido observada a ocorrência dos vórtices VC1 durante a tendência de aumento do número de Ro pelo canal 3 é mais um indicativo de que correntes mais intensas neste canal não são favoráveis à sua formação. Como este tipo de vórtice se formou predominantemente quando o número de Ro pelo canal 3 estava diminuindo, acredita-se ser mais importante a quantidade de fluxo que passa por cada canal, resultante da interação entre a CB e a CVT, do que propriamente o transporte total da CB (Tabela 2).

A ocorrência do VC2 parece estar principalmente ligada aos altos valores do número de Ro pelo canal 2, que ocorrem predominantemente na segunda metade do ano.

Foi possível observar que 70% das ocorrências deste tipo de vórtice estiveram associados a um número de Ro pelo canal 2 superior a 0,075. Ainda, nota-se que a maioria desses vórtices é formada nos anos de 2010 e 2011, que apresentaram valores visivelmente maiores do que os demais anos. No entanto, como não foi observada a formação de VC2 em todos os picos máximos do número de Ro , fica evidente que, apesar de ser mais susceptível, a formação deste tipo de vórtice não é determinada apenas por este fator.

Acredita-se que outra importante variável que deve ser levada em conta para investigar a formação dos vórtices é a angulação associada aos jatos incidentes. Como mostrado por WHITEHEAD (1985), o ângulo incidente possui um papel fundamental na dinâmica do processo de bifurcação.

4.4 ÂNGULO E LATITUDE DE INCIDÊNCIA

Tendo por base todos os casos (dias) nos quais ocorreu a bifurcação, a Figura 4.7 mostra a frequência, em número de ocorrências, para cada valor de ângulo de incidência. A cada valor inteiro, foi contabilizado o número de ocorrências de ângulos em uma janela de 5° ao redor desse valor (2° acima e 2° abaixo). Tomou-se essa medida para aumentar a confiabilidade estatística do número baixo de amostragens (de cada ângulo inteiro), sem interferir na qualidade do resultado, uma vez que uma mudança de 2° no ângulo não reflete em uma modificação significativa no processo físico.

Seguiu-se a convenção descrita no item 3.3.2b de que 0° corresponde a uma incidência perpendicular e que -90° e 90° correspondem a jatos paralelos à costa, fluindo para sul/sudoeste e norte/nordeste, respectivamente.

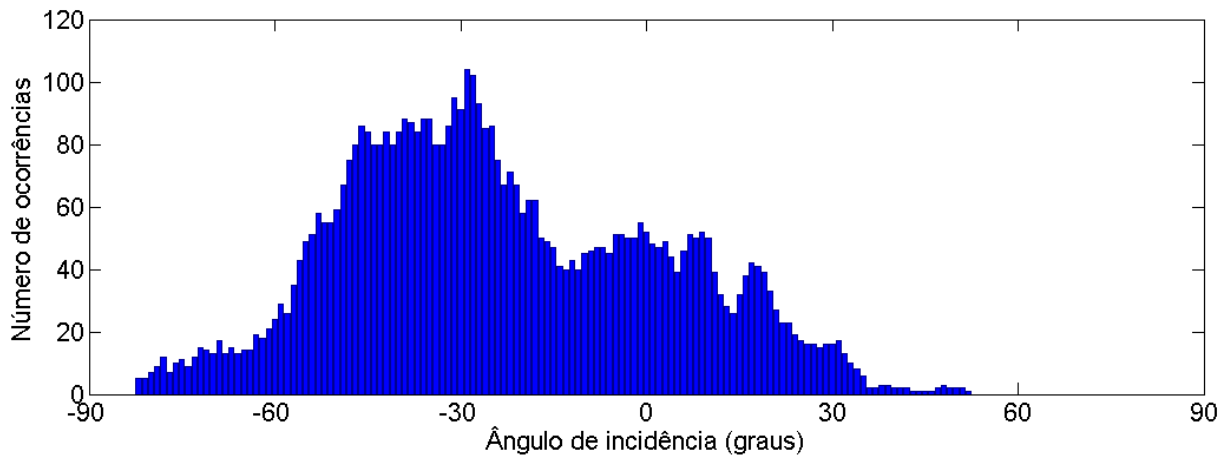


Figura 4.7 – Frequência de ocorrências de cada valor de ângulo de incidência do jato à costa no Embaiamento de Tubarão. A cada valor foi atribuída uma janela de 5°.

Primeiramente, nota-se que a maior incidência ocorreu entre os ângulos de -60° e 30°, apresentada em uma distribuição com tendência bimodal, onde um dos picos está centrado em torno de -30° e o outro em 5°. Separando essa distribuição pelos períodos de padrões diferenciados encontrados na Figura 4.4, encontram-se duas distribuições diferentes, como mostrado na Figura 4.8.

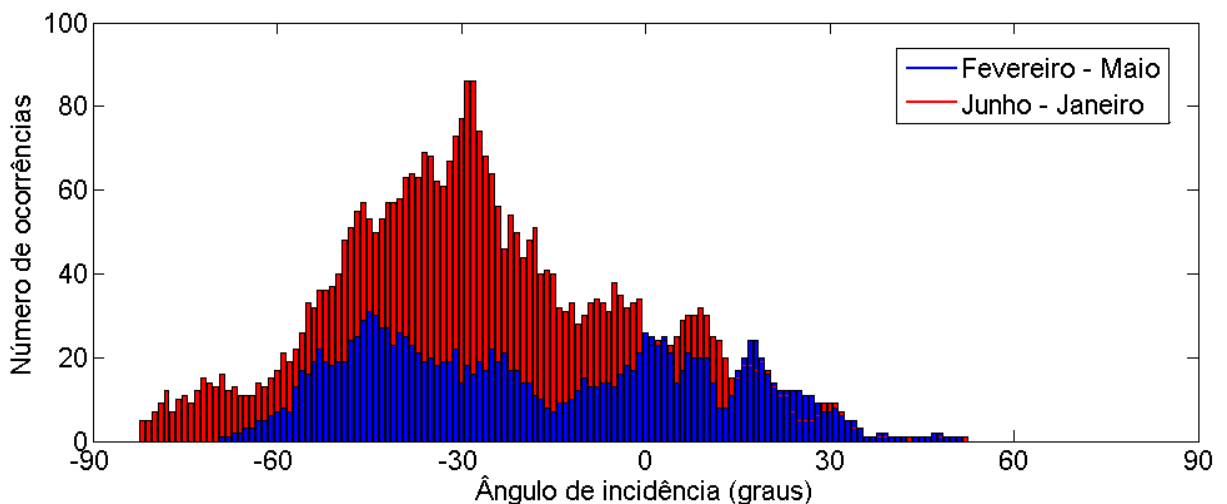


Figura 4.8 – Frequência de ocorrências de cada valor de ângulo de incidência do jato à costa no Embaiamento de Tubarão, separados nos dois períodos descritos pela legenda. A cada valor foi atribuída uma janela de 5°.

Caracteristicamente, as bifurcações no período de Junho-Janeiro estão centradas em ângulos negativos (fluxos atingindo a costa vindos de nordeste) associado a um maior fluxo pelo canal 2. Já no período Fevereiro-Maio, há uma diminuição significativa de incidência em ângulos negativos. Associando-se esse resultado com

o apresentado na Figura 4.4, é sugestivo que tal padrão esteja associado à diminuição do transporte pelo canal 2 e aumento pelo canal 3. Como o canal 3 localiza-se mais distante da costa, é de se esperar que, caso a CB se direcionar contra a costa, essa incidência se daria em ângulos maiores (positivos). A distribuição bimodal pode então ser explicada pelo fluxo pelos canais, onde o pico em -30° seria atribuído ao fluxo pelo canal 2 e o pico em 5° ao fluxo pelo canal 3.

Uma relação entre o aparecimento dos vórtices, os valores de ângulo de incidência e a latitude onde o jato incidiu à costa é mostrada na Figura 4.9. Além disso, incluiu-se neste gráfico o valor médio destes parâmetros para os casos em que ocorreu a bifurcação (pontos vermelho e azul grandes) e quando não houve aparecimento de um vórtice (ponto preto grande). Essa medida teve como objetivo analisar quais modificações no ângulo e latitude de incidência estão associadas à ocorrência/ausência dos vórtices.

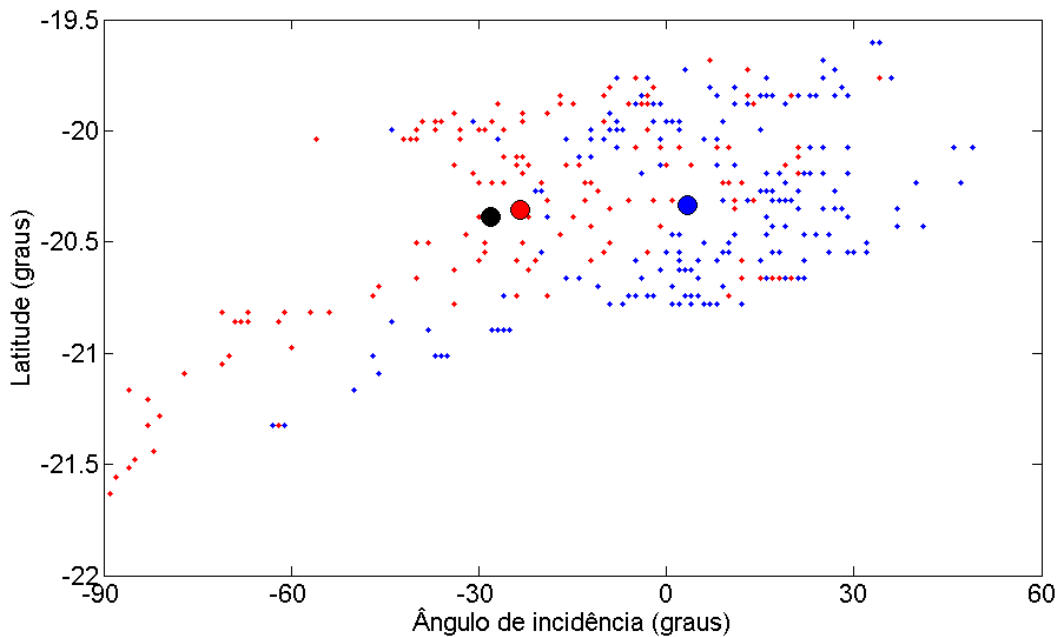


Figura 4.9 – Relação entre ângulo e latitude de incidência do jato na costa para cada dia em que um vórtice estivesse presente. Os pontos azuis referem-se à ocorrência de VC1 e os vermelhos de VC2. O ponto grande azul e o vermelho mostram o valor médio para cada tipo de vórtice. O ponto grande preto marca o valor médio na ausência de vórtices.

A distribuição mostrada na Figura 4.9 para os dois tipos de vórtices indica uma tendência de que ângulos de incidência maiores (menores) estão associados a latitudes de incidência mais próximas ao equador (polo sul). A figura também mostrou que o aparecimento de vórtices é fortemente reduzido para ângulos de

incidência mais negativos que -30° . De fato, apenas 9% das ocorrências do vórtice VC1 aconteceram com ângulos menores que -30° , enquanto que esse percentual foi de 39% para o VC2. Isso sugere que a formação de ambos os tipos de vórtices é mais provável quando a bifurcação ocorre para ângulos de incidência entre -30° e 30° que incidem entre $-19,75^\circ\text{S}$ e $-20,8^\circ\text{S}$.

Na Figura 4.9, também é indicado que o ângulo médio para a ocorrência do vórtice VC1 é em torno de 5° e para o vórtice VC2 é de -25° . Esse último valor está muito próximo ao ângulo médio no qual há bifurcação, mas não há ocorrência de vórtice (ponto preto grande).

A grande diferença entre os dois tipos de vórtices, em torno de 30° em média, indica que ângulos altos não são um fator imprescindível à formação dos vórtices. Como encontrado para os casos de vórtices VC2, ângulos menores também podem formá-los. Seguindo a hipótese de WHITEHEAD (1985), a parcela direcionada para norte após a bifurcação do jato seria relativamente pequena em ângulos dessa ordem. Sendo assim, em ângulos baixos, apenas se o transporte incidente total for grande o suficiente (como de fato foi encontrado no item 4.3 para a ocorrência de vórtices VC2), a parcela direcionada para o jato norte poderia ser capaz de manter um vórtice. Portanto, a combinação entre o ângulo e transporte incidentes se mostra muito mais relevante à formação dos vórtices do que uma observação isolada dessas variáveis.

O padrão médio de latitude não apresentou modificações significativas entre a presença ou ausência de vórtices. Porém, notou-se que ao sul de $-20,8^\circ$ houve uma grande redução na ocorrência dos dois tipos de vórtices. Acredita-se que essa redução seria causada pela modificação da orientação do talude a partir desse ponto (Figura 3.6), que passa a ficar mais inclinado em relação ao eixo N-S. Essa característica geológica teria o papel de desfavorecer a ocorrência de incidência de jatos a partir deste ponto e, mesmo que esta ocorra, a formação de vórtices no embaiamento seria dificultada devido a essa maior inclinação.

4.5 COMPARAÇÃO NUMÉRICA VS ANALÍTICA

Como descrito no item 3.4, a partir do resultado do modelo analítico de WHITEHEAD (1985) é possível estimar o percentual de volume que é direcionado para cada um dos lados da bifurcação em função do ângulo de incidência de um jato idealizado. A relação entre essas duas variáveis foi estimada para o modelo analítico e para os resultados da simulação numérica e uma comparação entre as duas relações serviu como a principal forma de comparar a bifurcação entre os dois modelos.

Para fazer esta análise com os resultados da simulação numérica, utilizaram-se as estimativas de ângulo do jato incidente em relação ao talude do ET e do transporte de volume dos dois jatos secundários – o jato norte e o jato sul – resultantes das estimativas a partir dos transectos dinâmicos. Assim, para todos os dias quando ocorreu a bifurcação, foi possível relacionar o percentual de volume direcionado para sul com o ângulo de incidência da CB. O percentual direcionado para norte é simplesmente o valor complementar ao apresentado para o sul para que complete o total de 100% incidente. A Figura 4.10 mostra a comparação desta relação entre o modelo analítico e o modelo numérico. Para aumentar a confiabilidade estatística deste resultado, atribuiu-se uma janela móvel de 5°, de maneira similar ao descrito para o item 4.4.

No modelo analítico, o somatório entre os transportes absolutos dos jatos secundários se iguala ao total de 100% do transporte incidente, com base no princípio de conservação do volume, onde a quantidade de volume que entra no domínio (transporte incidente) deve ser igual à quantidade que deixa o domínio (jatos secundários). No modelo numérico, entretanto observou-se que, para a maior parte dos dias, os valores absolutos de transporte incidente foram superiores à soma dos jatos secundários. Em média, o transporte incidente foi igual a 201% do valor dos jatos secundários, com um desvio padrão igual a 116% desse valor. Isso indica que, em muitos casos, parte do transporte de volume do jato incidente não contribuiu para o transporte dos jatos secundários. Possivelmente, nesses casos, as bordas do jato incidente deslocaram-se por uma região fora da área limitada pelos transectos dinâmicos.

O intervalo entre as linhas tracejadas verdes da Figura 4.10 (ângulos de incidência entre -60° e 20°), contém cerca de 90% de todos os casos encontrados de bifurcação e foi considerado como sendo o intervalo de maior confiança estatística

por apresentar uma frequência de dados por unidade de ângulo consideravelmente maior do que a região fora dele. As análises foram feitas com base apenas nas informações contidas nesse intervalo.

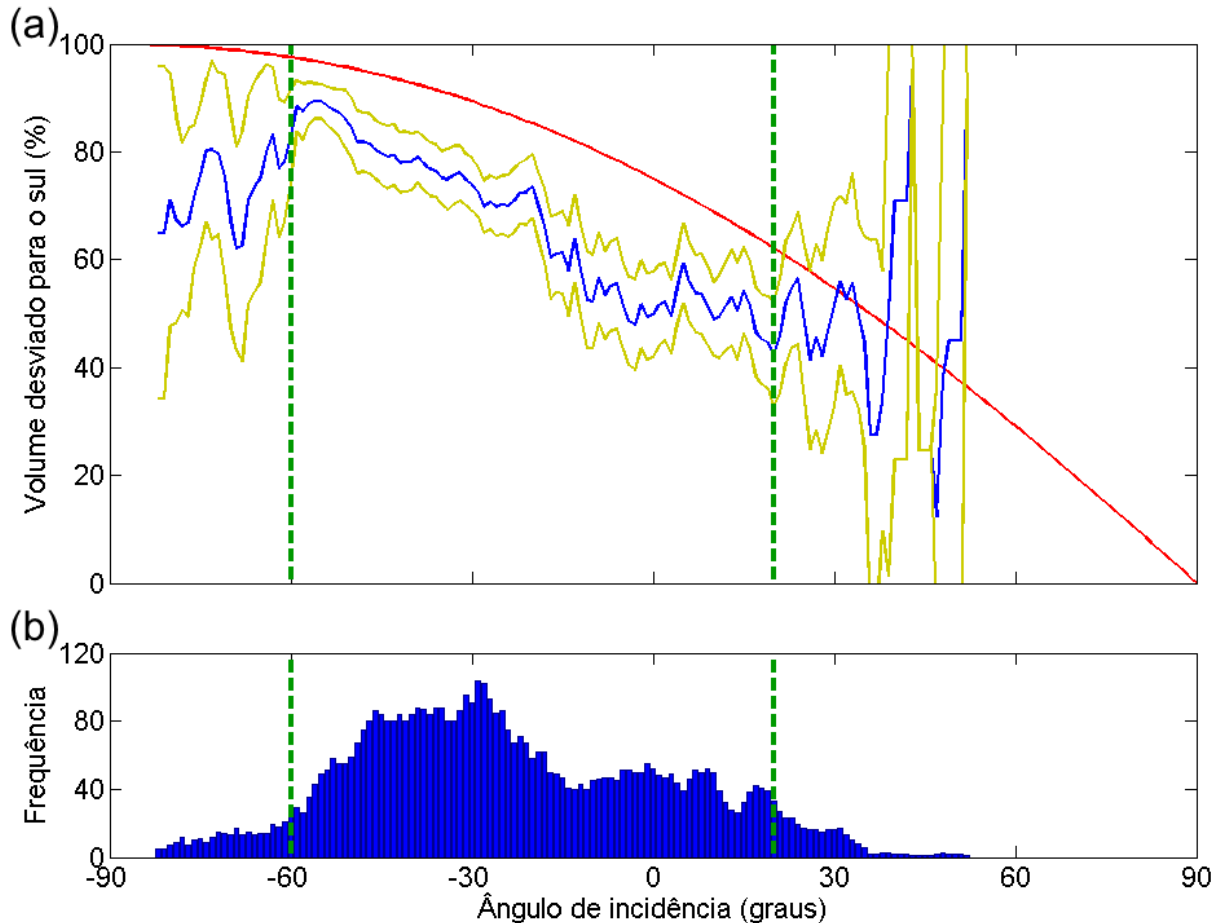


Figura 4.10 – Relação entre o ângulo de incidência da CB no ET e o percentual do transporte de volume direcionado para o jato sul após a bifurcação. (a) A linha vermelha mostra o resultado do modelo analítico para esta relação. A linha azul é a média móvel dos valores de percentual direcionado para sul para ângulos similares de incidência (janela de 5°) do modelo numérico. As linhas amarelas representam o intervalo do erro padrão em torno da média móvel. (b) Frequência de ocorrência da bifurcação para cada ângulo de incidência (janela de 5°). O intervalo de maior confiança estatística dos dados está delimitado entre as linhas tracejadas verdes.

A Figura 4.10a mostra que ocorreram dois jatos secundários resultantes da bifurcação de um jato principal, conforme a hipótese proposta neste estudo. O percentual relativo de transporte pelo jato sul (Figura 4.10a) variou entre 45% e 90% do fluxo incidente total, sendo maior para ângulos mais negativos. O percentual de transporte incidente direcionado pelo jato norte foi complementar (entre 10% e 55% do total) e foi maior para ângulos positivos.

A média móvel, representada pela linha azul, do transporte para sul (Figura 4.10a), seguiu a tendência de diminuição do percentual desviado para sul com o aumento do ângulo de incidência do jato, em concordância com o modelo analítico. No entanto, a linha azul sempre se localizou abaixo da linha vermelha para qualquer ângulo entre -60° e 20° , mostrando que o modelo analítico superestimou o percentual desviado para sul. Sugere-se que essa superestimação tenha ocorrido devido à idealização do jato incidente como um jato geostrófico invíscido puramente baroclínico, com um formato bastante assimétrico, onde as máximas velocidades (S) localizam-se nos pontos de mínimas alturas da camada superficial (h) e vice-versa (Figura 3.13). De acordo com esse resultado, apesar da CB apresentar uma forte componente baroclínica (SILVEIRA *et al.*, 2004), o formato do jato no modelo numérico deve apresentar um caráter mais simétrico.

A Figura 4.10 em si é uma caracterização da bifurcação da CB no ET que é independente da presença dos vórtices ciclônicos. Para determinar uma relação entre a presença dos vórtices ciclônicos com o padrão de bifurcação dentro do embaçamento, combinaram-se os valores característicos de ângulo e transporte incidente para as três possíveis ocorrências (VC1, VC2 e ausência) com a relação encontrada na Figura 4.10, para gerar estimativas de transporte para o jato norte associados a cada ocorrência.

Os ângulos de incidência para cada tipo de ocorrência foram apresentados no item 4.4 e mostrados na Figura 4.9. A partir destes valores, foram calculadas as médias e os valores mínimos e máximos referentes aos desvios pelo erro padrão da média ao nível de 95% de confiança estatística. Estes resultados encontram-se na Tabela 5.

Tabela 5 – Ângulo, em graus, do jato incidente em relação à costa para cada tipo de ocorrência de vórtices ciclônicos.

	Média	Erro padrão	Mínimo	Máximo
VC1	3,46	3,34	0,12	6,80
VC2	-23,42	4,62	-28,04	-18,80
Ausência	-28,14	1,66	-29,80	-26,48

Os intervalos definidos entre os valores mínimos e máximos de ângulo para cada tipo de ocorrência foram utilizados na relação da Figura 4.10 para estimar-se o transporte relativo dos jatos secundários para norte e para sul. A Figura 4.11 ilustra essa aplicação.

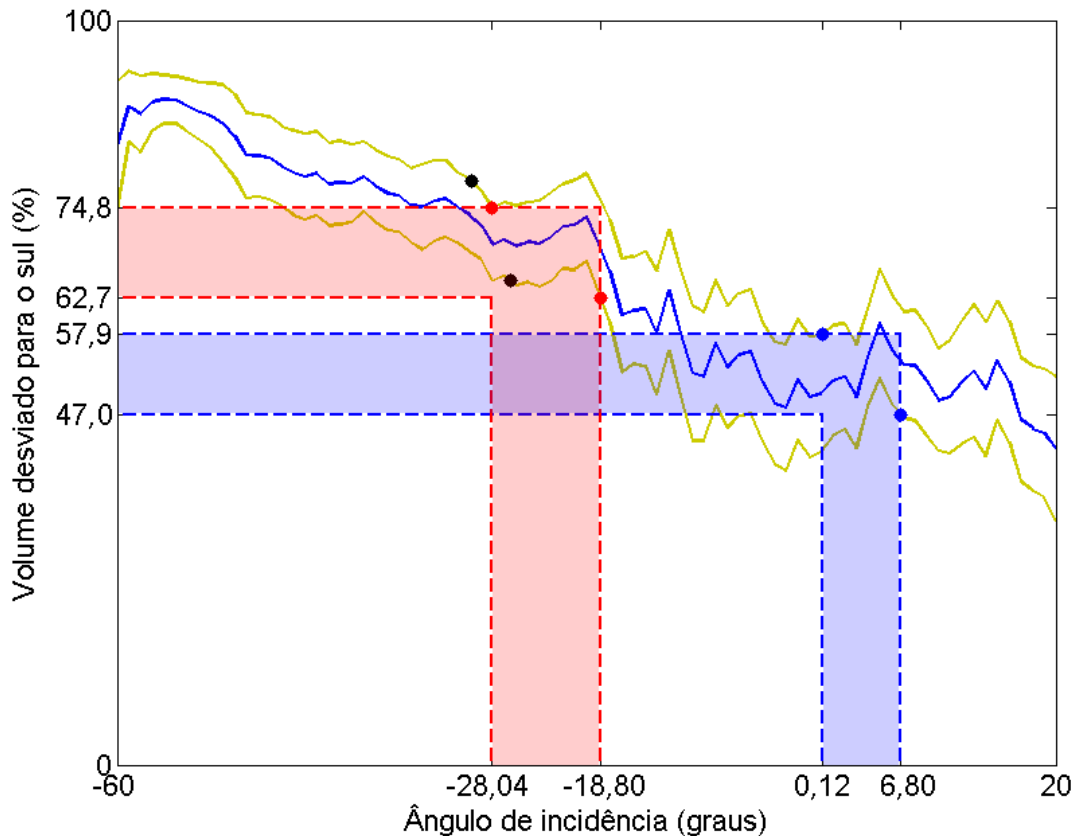


Figura 4.11 – Relação entre o ângulo de incidência da CB no ET e o percentual de volume direcionado para sul após a bifurcação com destaque aos valores referentes aos diferentes tipos de ocorrência de vórtices: presença de VC1 (intervalo e pontos azuis); presença de VC2 (intervalo e pontos vermelhos); e ausência de vórtices (pontos pretos).

A Figura 4.11 é uma amplificação da Figura 4.10a no intervalo entre -60° e 20° . Os intervalos de ângulo definidos na Tabela 5 foram utilizados para delimitar os valores de percentual desviado para sul. O ponto de maior ângulo foi associado ao valor mínimo (linha amarela inferior) de percentual para sul e o ponto de menor ângulo foi associado ao valor máximo (linha amarela superior), criando assim um intervalo que deve conter o valor médio, ao nível de 95% de confiança, do percentual desviado para sul após a bifurcação para cada tipo de ocorrência de vórtice. O mesmo foi feito para a ausência de vórtices, cujos valores são definidos pelos pontos pretos. O intervalo para ausência de vórtices não foi destacado para não poluir a imagem. Os valores encontrados de transporte para cada direção são informados na Tabela 6.

Tabela 6 – Transporte relativo médio (%) desviado para norte e sul após a bifurcação para cada tipo de ocorrência de vórtices.

		Média	Mínimo	Máximo
Percentual Para SUL	VC1	52,45	47,00	57,90
	VC2	68,75	62,70	74,80
	Ausência	71,70	65,00	78,40
		Média	Mínimo	Máximo
Percentual Para NOR	VC1	47,55	53,00	42,10
	VC2	31,25	37,30	25,20
	Ausência	28,30	35,00	21,60

Os resultados da Tabela 5, Tabela 6 e Figura 4.11 mostram que as características em termos de ângulo e transporte desviado para cada direção se destacam no VC1 em relação à ocorrência de VC2 ou ausência de vórtices. De fato, não existe diferença significativa nestes aspectos entre o VC2 e a ausência de vórtices. No entanto, como encontrado no item 4.3 e ilustrado pela Figura 4.5, um dos diferenciais marcantes na presença do VC2 é o grande valor de transporte incidente associado. Com o valor do transporte incidente absoluto e os valores de transporte relativo desviados em cada direção (Tabela 6), foi possível estimar os valores absolutos de transporte desviados para cada direção para cada tipo de ocorrência de vórtices. A Tabela 7 apresenta os resultados encontrados para o transporte desviado para o jato norte.

Tabela 7 – Transporte absoluto (Sv) desviado para o jato norte após a bifurcação para cada tipo de ocorrência de vórtices.

	Média	Mínimo	Máximo
VC1	2,09	1,65	2,53
VC2	1,91	1,36	2,47
Ausência	1,25	0,90	1,60

Os resultados indicam que ambos os vórtices VC1 e VC2 estão relacionados à presença de um jato para norte no Embaiamento de Tubarão com um transporte de volume em torno de 2 Sv, consideravelmente maior do que o valor para a ausência de vórtices. Observou-se que os intervalos para o VC1 (1,65 Sv a 2,53 Sv) e para o VC2 (1,36 Sv a 2,47 Sv) apresentaram valores considerados muito próximos entre si, se for levado em conta o quão diferentes são as características entre os dois tipos de vórtices. Isso corrobora o sugerido nos itens 4.3 e 4.4, de que a combinação entre o ângulo e o transporte incidente seria o responsável pela intensidade do jato norte e a conseqüente ocorrência dos vórtices.

A ausência de vórtices foi associada aos períodos de bifurcação nos quais tanto o ângulo como o transporte incidente foram baixos. A presença de VC1 foi associada a períodos de alto ângulo e baixo transporte incidente. Por fim, a presença de VC2 foi associada a baixos ângulos e altos valores de transporte incidente.

Seguindo esse padrão, a situação de um alto transporte incidente e alto ângulo seria especialmente favorável à formação de um jato norte intenso, mas esta não ocorreu. Uma característica encontrada no item 4.4 foi que a ocorrência de altos ângulos está associada a um transporte da CB preferencialmente pelo canal 3. Assim, a situação de altos valores de transporte e ângulo incidentes exigiria que grande quantidade de água fluísse pelo canal 3 e voltasse contra a costa logo em seguida. Como essa situação não foi observada, reforça-se a hipótese (sugerida no item 4.3) de que se a CB fluir como um jato intenso pelo canal 3, sua inércia impediria que ela retornasse à costa dentro dos limites do ET.

O resultado da Tabela 7 ainda sugere que para a formação dos vórtices VC1 e VC2, o jato recirculante, resultante da bifurcação da CB, deveria ter intensidade mínima de 1,65 Sv para o VC1 e 1,36 Sv para o VC2. Esses valores são comparáveis a aquele descrito por SCHMID *et al.* (1995) para o VV. Segundo eles, o vórtice apresentou um transporte recirculante para norte de 2,9 Sv em sua borda oeste, bem acima do valor mínimo indicado aqui, mas próximo aos máximos.

Embora para uma região distinta da área de estudo, os valores são comparáveis ao descrito para a bifurcação do Jato Atlântico no Mar de Alborão. Nessa região, o jato incidente apresenta transporte da ordem de 3 Sv, dos quais cerca de 2 Sv são desviados para o jato recirculante e são suficientes para manter perenemente o vórtice anticiclônico WAG (VIÚDEZ *et al.*, 1998).

Os valores mínimos de transporte para norte no ET também se assemelham ao encontrado para o vórtice formado à jusante do Estreito de Tsugaru. Esse vórtice se forma anualmente durante as estações do ano onde o transporte pelo canal, e conseqüentemente o transporte do jato incidente, é superior a 2 Sv. Com a chegada dos meses associados a um transporte menor que 2 Sv o vórtice é dispersado (KAWASAKI & SUGIMOTO, 1984). Considerando que a bifurcação associada ao Estreito de Tsugaru comporta-se como a bifurcação do Mar de Alborão, cerca de dois terços (VIÚDEZ *et al.*, 1998) do transporte incidente seria direcionada para o jato recirculante. Assim, os valores mínimos de transporte do jato recirculante para a formação deste giro seriam em torno de 1,34 Sv, valor muito próximo ao encontrado para os vórtices VC1 e VC2.

Sugere-se que o estreitamento abrupto da plataforma continental ao sul do Banco de Abrolhos seja essencial à formação dos vórtices ciclônicos estudados no presente trabalho, em concordância com o encontrado por MANESCHY (2010) para a formação do VV. Devido a esse estreitamento, a CB pode deslocar-se para regiões mais profundas por inércia após fluir pelos canais da CVT, de maneira similar à hipótese apresentada por CAMPOS *et al.* (1995). Para conservar sua vorticidade potencial, essa corrente tende a retornar para profundidades mais rasas dentro do ET e, nesse retorno, pode incidir à costa e bifurcar-se nos dois jatos secundários.

O ET se configura espacialmente confinado pela borda continental a oeste, pela borda do Banco de Abrolhos a norte e pelos montes submarinos MB e MC a leste (Figura 3.2). Ao sul do embaiamento, o jato incidente teria o papel de uma barreira hidráulica, fazendo com que o jato secundário para norte mantenha-se confinado no ET. Por continuidade, o único possível comportamento do jato para norte é de recircular dentro do ET e contribuir para a formação, crescimento ou manutenção de um giro no local, de forma parecida à proposta de GLEIZON *et al.* (1996) para a formação do WAG. Sugere-se que os vórtices VC1 e VC2 se formem a partir desse mecanismo.

Os canais da CVT teriam a função de direcionamento da corrente, de forma parecida com o ocorrido nos estreitos de Gibraltar e de Tsugaru (GLEIZON *et al.*, 1996; KAWASAKI & SUGIMOTO, 1984). Porém, a dinâmica no ET se diferenciou pela presença de mais de um canal por onde a CB pode fluir, em oposição à presença de apenas um canal por onde fluem os jatos nos estreitos. Esse fator foi determinante

para definir as características dos vórtices ciclônicos formados pela bifurcação da CB no ET, que mostraram ser dependentes do canal pelo qual a CB preferencialmente fluiu. Simplificadamente, quando a CB fluiu pelo canal 2, seu direcionamento para a costa foi em linha reta e pôde-se formar o vórtice VC2. Quando a CB fluiu pelo canal 3, ela deslocou-se para regiões mais afastadas da costa e foi capaz de formar o vórtice VC1 a partir de uma incidência em ângulos maiores.

A diferença entre os formatos dos vórtices VC1 e VC2 (Figura 4.2) mostrou um padrão comparável ao apresentado no estudo de PRELLER & HURLBURT (1982) que analisaram a formação do WAG em experimentos numéricos onde um dos parâmetros investigados foi a posição meridional do Estreito de Gibraltar. O primeiro experimento (Figura 4.12a) foi realizado considerando uma posição realística para o canal de entrada do Jato Atlântico e serviu como controle, reproduzindo a ocorrência do WAG com formato e localização de acordo com sua descrição. Um segundo experimento (Figura 4.12b) foi realizado considerando a localização do canal de entrada deslocada 7 km ao sul, mais próxima à borda sul do domínio. Neste caso, o vórtice formado foi menor e apresentou formato achatado.

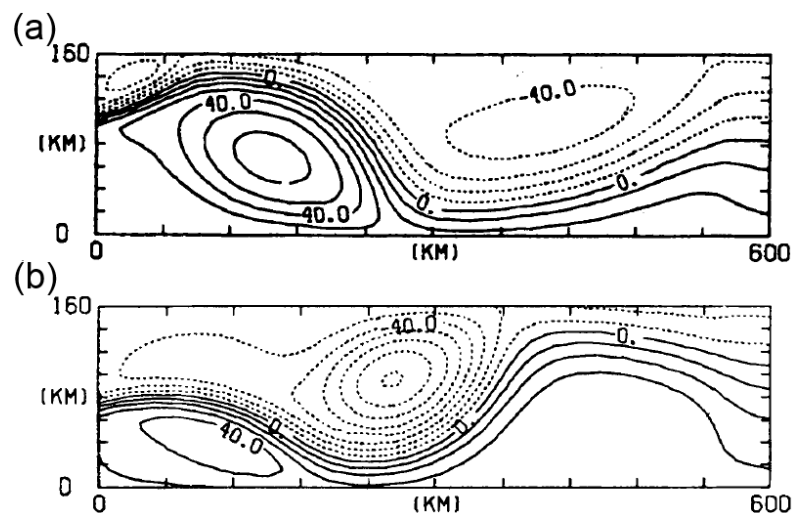


Figura 4.12 – Anomalia da profundidade da picnoclina (m) simulada para o Mar de Alborão. (a) Experimento com localização realística do Estreito de Gibraltar. (b) Experimento com localização do Estreito de Gibraltar 7 km a sul em relação ao experimento realístico. Adaptado de: PRELLER & HURLBURT (1982).

Analogamente, para a região de estudo do presente trabalho, quando a CB fluiu preferencialmente pelo canal 3, mais distante da costa, essa trajetória esteve associada à ocorrência de um vórtice de tamanho maior e de formato arredondado,

o VC1. Quando a CB fluiu preferencialmente pelo canal 2, mais próximo da costa, essa trajetória esteve associada à ocorrência de um vórtice de menor tamanho e achatado, o VC2. Essa similaridade entre o WAG, no Mar de Alborão, e os vórtices ciclônicos do ET é mais um achado que sugere como a formação destes vórtices pode ser semelhante.

Evidências da ocorrência do processo de bifurcação da CB no ET foram encontradas em trajetórias de boias de deriva superficial (Figura 4.13) oriundas do programa *Global Drifter Program* (GDP, 2014). Foram observadas seis trajetórias de boias que indicaram a presença de uma corrente que incidiu ao talude continental do ET. Das seis boias, três passaram pelo canal 2 – (a), (c) e (e) – e três passaram pelo canal 3 – (b), (d) e (f).

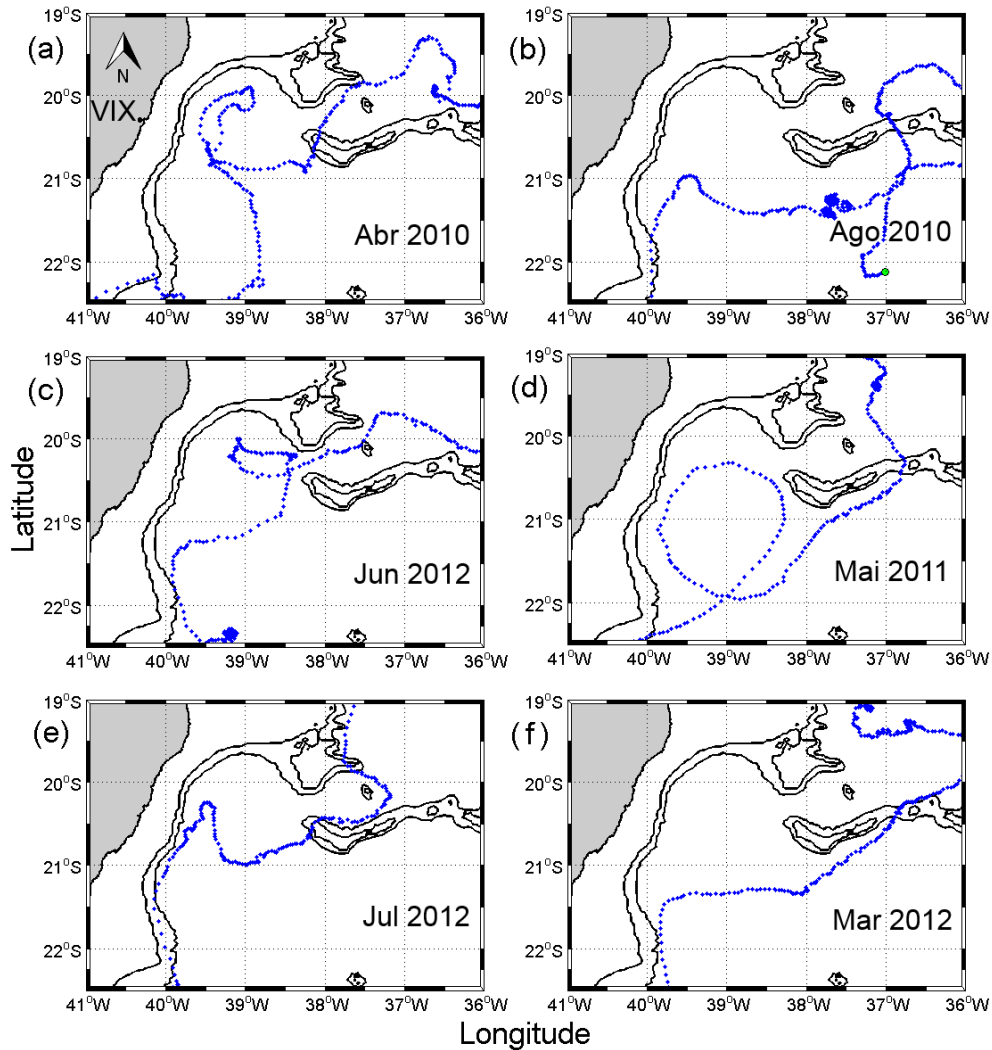


Figura 4.13 – Trajetórias de boias de deriva do programa GDP (pontos azuis) evidenciando o processo de bifurcação a partir da incidência da CB no talude do ET com a passagem da boia pelo (a)(c)(e) canal 2 e pelo (b)(d)(f) canal 3. A data de ocorrência aproximada de cada trajetória é

indicada. As linhas pretas contínuas representam as isóbatas de 0 m (linha de costa), 100 m e 1000 m. A área cinza mostra a região continental.

Após chegarem próximo à isóbata de 1000 m, três boias tiveram seu caminho desviado para sul – (b), (e) e (f) – e três para norte – (a), (c) e (d) – indicando a existência dos jatos secundários (para norte e para sul) com padrão similar ao encontrado nos resultados numéricos. Das boias desviadas para norte, duas mostraram o fechamento de um giro – (c) e (d). O giro da trajetória (c) foi relativamente pequeno, apresentou um formato achatado e ocorreu no mês de Junho, enquanto que o giro da trajetória (d) foi maior, arredondado e ocorreu no mês de Maio. Esses dois giros concordam tanto pelas características espaciais quanto pelo período de ocorrência com as características típicas dos vórtices VC2 e VC1, respectivamente.

Apesar de escassas, as informações das seis trajetórias corroboram os resultados numéricos em relação ao processo de bifurcação e sua influência na formação de vórtices ciclônicos. O item a seguir mostra os resultados da análise energética e traz mais evidências sobre quais processos possuem importância na dinâmica estudada.

4.6 ANÁLISE ENERGÉTICA

Em vista da variabilidade encontrada na presença de vórtices no embaiamento (item 4.1) e no comportamento da CB ao passar entre os montes da CVT (item 4.2), os cálculos energéticos foram feitos separadamente nos dois períodos distintos analisados. O primeiro período incluiu os meses de Fevereiro a Maio, enquanto que o segundo período incluiu os demais oito meses do ano. Analisaram-se os campos energéticos calculados ao nível de 100 m de profundidade, por corresponderem à profundidade de identificação dos vórtices. Nos itens a seguir são apresentados os campos dos reservatórios energéticos e das conversões energéticas associadas.

4.6.1 Energia Cinética Média – ECM

Os campos de ECM gerados podem ser visualizados na Figura 4.14. De maneira geral, o domínio apresentou menores intensidades de ECM durante o primeiro período. Essa representação dos resultados da simulação numérica está de acordo

com a característica sazonalidade na intensidade da CB (RODRIGUES *et al.*, 2007). O enfraquecimento desta corrente durante esses meses está associado à modificação do padrão de tensão do vento devido à migração para sul dos sistemas atmosféricos do Atlântico Sul.

Para ambos os períodos, altos valores de ECM foram encontrados associados à CB em torno de 19°S, antes de sua interação com a CVT. O comportamento da CB ao fluir pelos montes da CVT apresentou distinções entre os dois períodos. Para o primeiro período, apenas o canal 3 mostrou considerável quantidade de ECM. No segundo período, tanto o canal 3 quanto o canal 2 e sua continuidade apresentaram elevada ECM. A continuidade zonal do canal 2 e o aumento da ECM ao longo da quebra de plataforma ao sul de 20,5°S também ficou evidente. Essa sazonalidade, que já havia sido identificada pela análise de transporte de volume no item 4.2, é então corroborada pela análise energética.

Os valores de ECM mostraram-se baixos no ET em relação ao encontrado em 19°S. Isso indica que a CB comportou-se como um jato organizado até antes de interagir com a CVT e que esta não se reorganizou dentro dos limites do ET. Essa característica é especialmente notada para o primeiro período, onde os valores de ECM não ultrapassaram 0,04 m².s⁻². Para o segundo período, verificou-se um aumento da ECM já a partir de 20,5°S. No entanto, a reorganização completa da CB deve ter ocorrido mais ao sul, fora dos limites da Figura 4.14.

Estimativas de ECM a partir de boias de deriva (OLIVEIRA, 2008) apresentaram baixos valores nas adjacências do ET (em 20,25°S), em torno de 0,0434 m².s⁻², e um aumento significativo um pouco mais ao sul (em 22,75°S), subindo para 0,1034 m².s⁻², indicando que de fato a região do ET não contém a CB como um jato organizado com características permanentes. Comparando esses valores com os mostrados na Figura 4.14, notou-se que a simulação numérica apresentou valores bem próximos de ECM, tanto para a região de organização da CB como dentro do embaiamento.

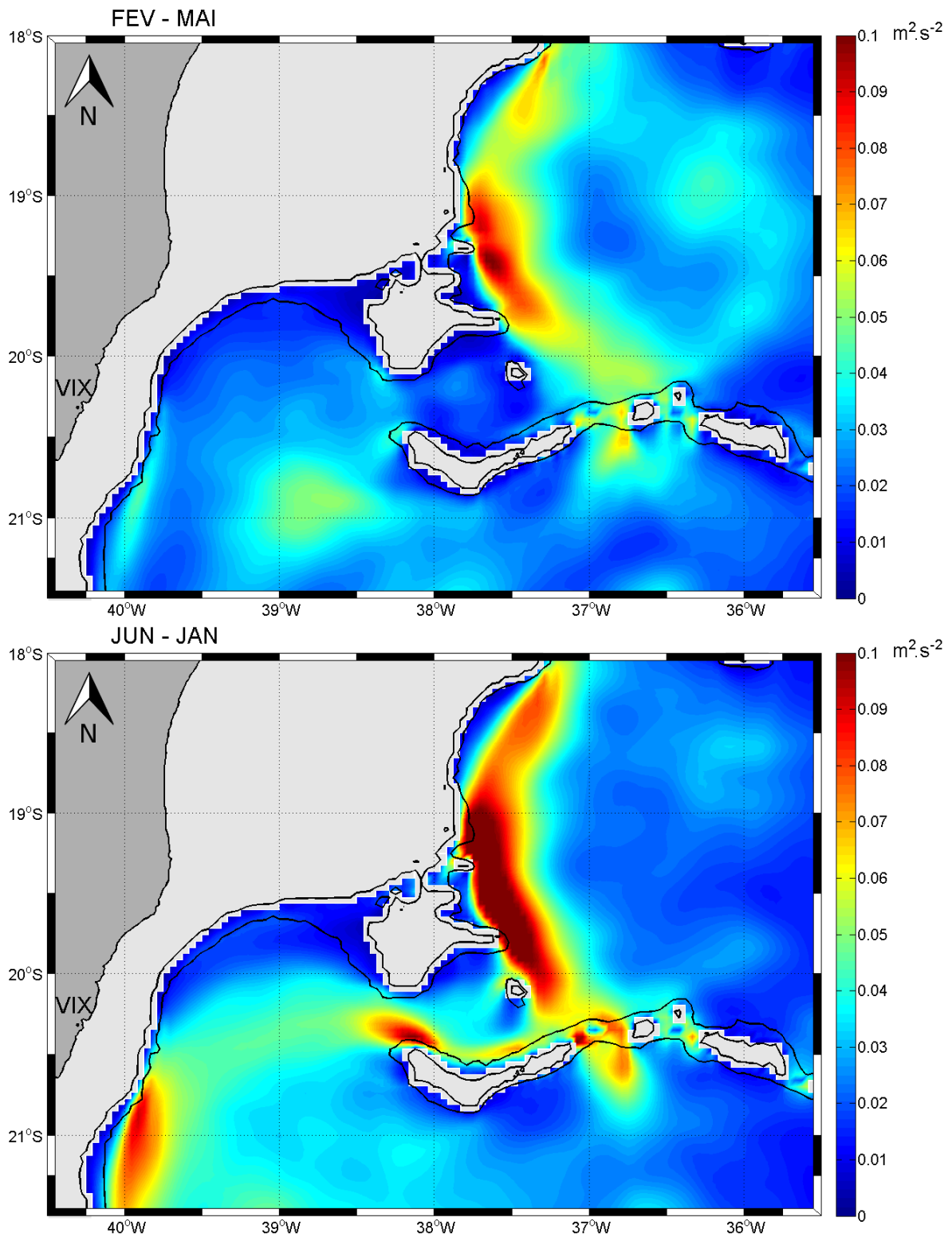


Figura 4.14 – Campos horizontais de Energia Cinética Média a 100 m de profundidade para o período entre Fevereiro e Maio (acima) e o período entre Junho e Janeiro (abaixo). As linhas pretas contínuas representam as isóbatas de 0 m (linha de costa), 100 m e 1000 m. A área cinza escura mostra a região continental e a área cinza clara representa os locais de ausência de dados devido à baixa profundidade.

4.6.2 Energia Cinética Turbulenta – ECT

A Figura 4.15 mostra os campos de ECT para a região de estudo.

A região ao norte da CVT, que apresentou altos valores de ECM caracterizando a CB como um jato bem definido, não apresentou valores elevados de ECT, mostrando que o jato é pouco turbulento. Em contrapartida, foram observados picos de ECT nas adjacências dos canais 2 e 3, especialmente para o segundo período. Isso mostra que o comportamento da CB ao passar pela CVT é predominantemente turbulento e indica como o fluxo da CB pelos canais é variável.

No ET, os dois períodos mostraram-se bem distintos. No primeiro período, o ET como um todo apresentou menores valores de ECT, contendo apenas uma região isolada com maior intensidade (centrada em torno de $21,0^{\circ}\text{S}$, $38,5^{\circ}\text{W}$). Acredita-se que este local mais turbulento esteja associado a uma contribuição de duas feições energéticas que se sobrepõem neste ponto: a passagem da parcela da CB que flui pelo canal 3 e frequentemente incide em direção ao talude continental; e as velocidades associadas à borda externa dos vórtices VC1, que ocorrem neste período.

No segundo período, o ET apresentou-se com maior ECT como um todo. Apenas sua região mais ao norte, onde se formam os vórtices VC2, se manteve com baixos valores. Isso indica que estas feições vorticiais contribuem pouco para a turbulência do local, provavelmente devido à sua característica curta duração (presentes apenas em cerca de 10% do total de dias entre 2008 e 2011).

Ainda para o segundo período, notaram-se altos valores associados ao fluxo que passa pelo canal 2 e se move em direção à costa. Foi possível observar também uma contribuição da parcela que passa pelo canal 3 e apresenta um sinal menos intenso de entrada para dentro do embaçamento.

Na região próxima ao talude continental do ET, foi possível identificar uma faixa de aumento de ECT em ambos os períodos. Essa faixa aparenta estar associada com o processo de bifurcação da CB ao se encontrar com o talude e à conseqüente formação dos jatos secundários para norte e para sul. Os maiores valores desta faixa, que ocorreram no segundo período, mostram a maior intensidade do jato sul, que é explicada pelos ângulos de incidência mais negativos durante este período, como discutido no item 4.5.

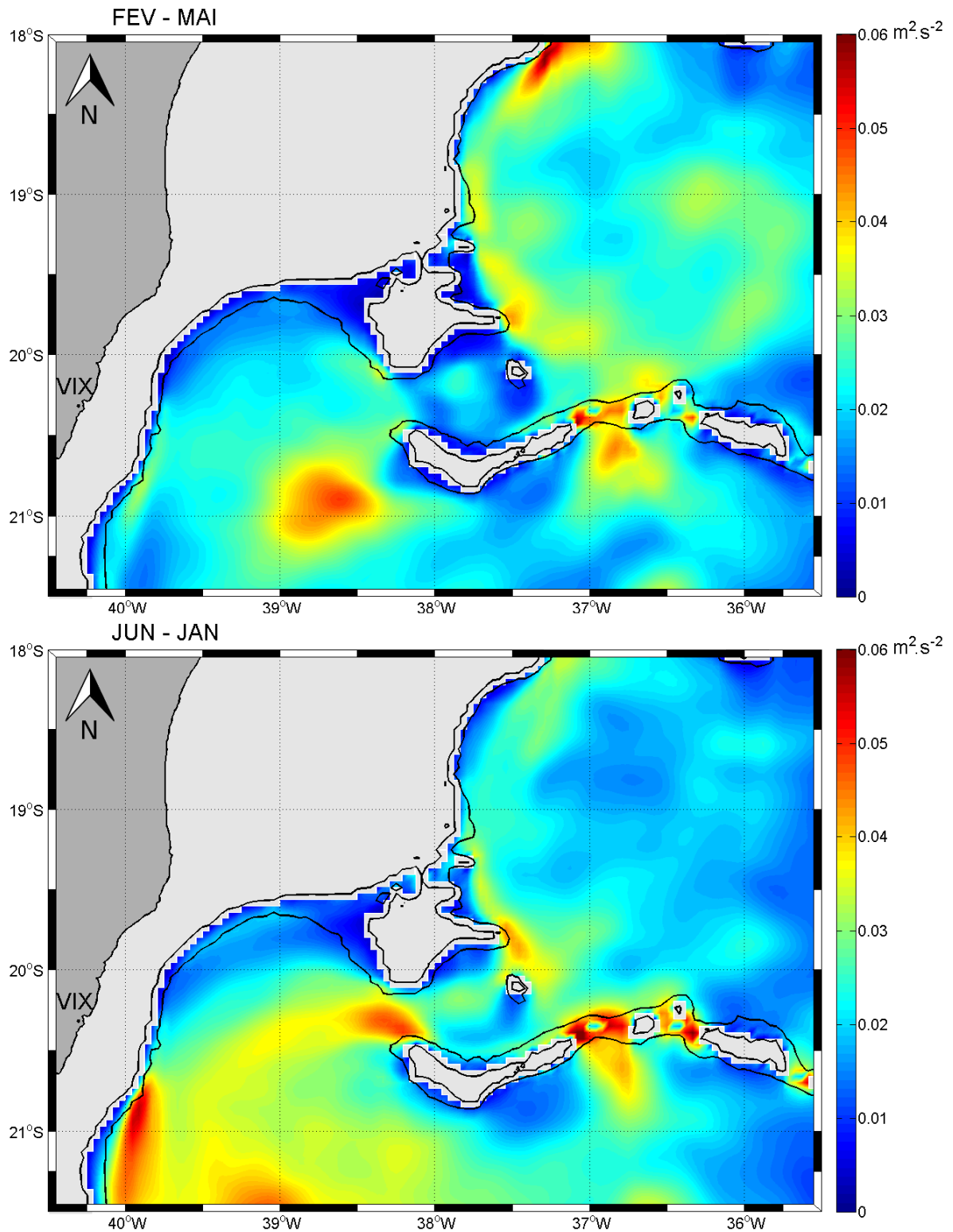


Figura 4.15 – Campos horizontais de Energia Cinética Turbulenta a 100 m de profundidade para o período entre Fevereiro e Maio (acima) e o período entre Junho e Janeiro (abaixo). As linhas pretas contínuas representam as isóbatas de 0 m (linha de costa), 100 m e 1000 m. A área cinza escura mostra a região continental e a área cinza clara representa os locais de ausência de dados devido à baixa profundidade.

4.6.3 Energia Potencial Média – EPM

O padrão de EPM (Figura 4.16) foi similar para ambos os períodos, apresentando valores baixos nas regiões distantes da costa e valores mais altos na região de quebra de plataforma e talude. A diferença foi que o segundo período apresentou valores próximos à costa significativamente mais intensos do que o primeiro período. Os valores aqui estimados estão uma ordem de grandeza abaixo dos apresentados pelos resultados numéricos de OLIVEIRA (2008) para o eixo da CB na região, o que pode ser consequência da diferença de resolução espacial entre os dois modelos numéricos.

A menor EPM no primeiro período indica uma menor elevação das isopicnais na região em relação ao segundo período. Evidências indicam que, de fato, os meses de outono são o período do ano cuja elevação das isopicnais no ET é mínima em comparação aos demais meses (GHISOLFI *et al.*, no prelo) e que isso ocorra devido à modificação do padrão de ventos e inversão do fluxo de calor líquido entre o oceano e a atmosfera durante este período. Sendo assim, as estimativas de EPM indicam que os resultados do modelo numérico representam corretamente essa variabilidade.

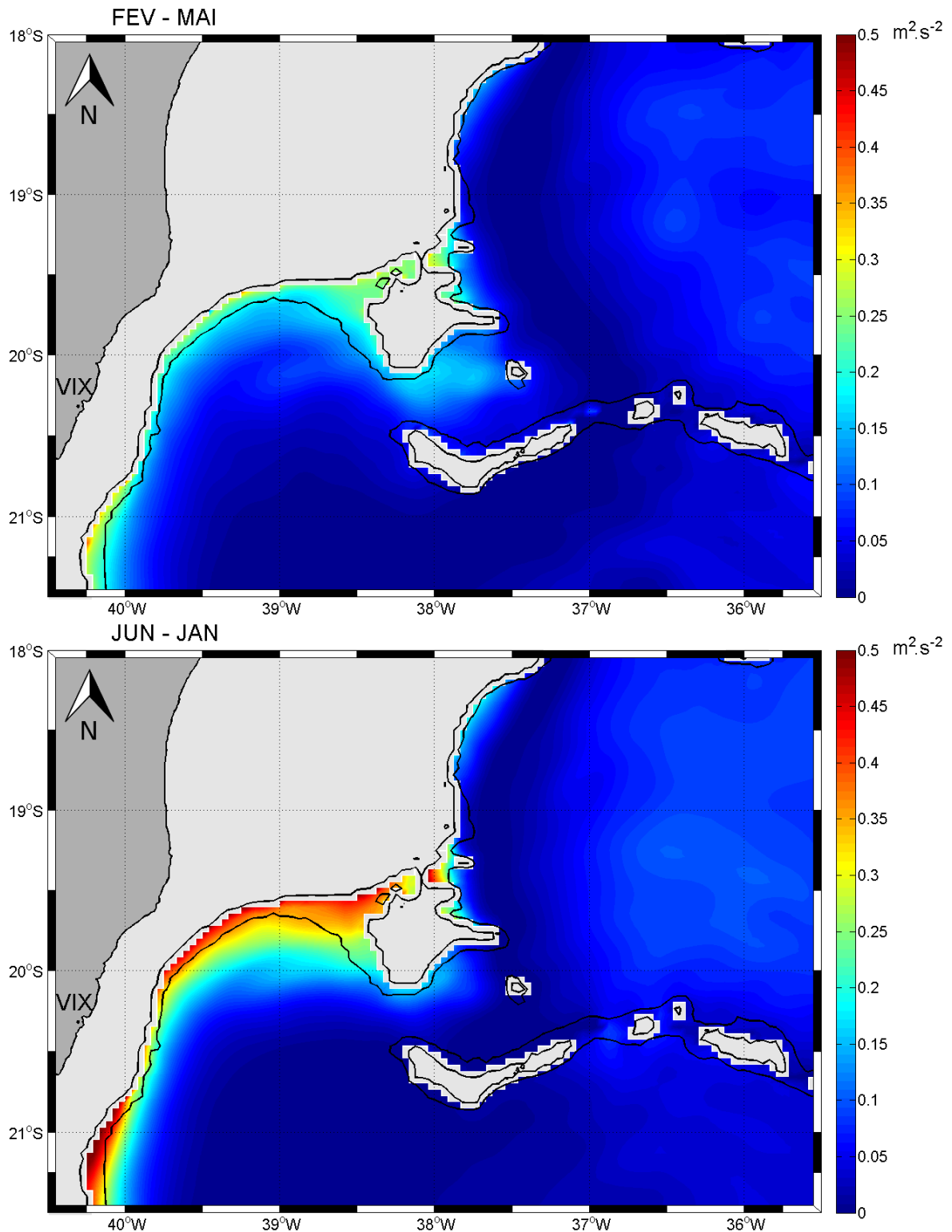


Figura 4.16 – Campos horizontais de Energia Potencial Média a 100 m de profundidade para o período entre Fevereiro e Maio (acima) e o período entre Junho e Janeiro (abaixo). As linhas pretas contínuas representam as isóbatas de 0 m (linha de costa), 100 m e 1000 m. A área cinza escura mostra a região continental e a área cinza clara representa os locais de ausência de dados devido à baixa profundidade.

4.6.4 Energia Potencial Turbulenta – EPT

A feição mais marcante observada nos campos de EPT (Figura 4.17) em ambos os períodos foi uma região de elevada intensidade na região entre o Monte Besnard e os montes da CVT. Notou-se que essa região localizou-se mais *offshore* para o primeiro período e foi associada ao canal 3, enquanto esteve mais próxima à costa e ao canal 2 para o segundo período. Nos dois períodos, o obstáculo de menor profundidade presente na entrada do canal 2 parece ter papel importante associado à EPT. Para a manutenção desses altos valores de EPT, deve existir uma transferência de energia proveniente do relaxamento da inclinação das isopicnais do campo médio ou da redução do campo turbulento de velocidade, a partir de termos de CBC positivos ou pela presença de fluxos turbulentos verticais de calor negativos, respectivamente.

A partir da observação da Figura 4.19, notaram-se altos valores de CBC na região em questão apenas para o segundo período. Isso implica que, para o primeiro período, o fluxo turbulento vertical de calor deve ter sido o responsável por elevar a EPT nesta área. As causas que levaram à ocorrência de CBC e fluxos turbulentos verticais de calor nessa região específica carecem de uma investigação mais detalhada.

No ET, uma quantidade significativa de EPT ocorreu apenas para o segundo período, restrita à porção norte e ainda esteve associada a um núcleo ovalado. Esta localização e formato coincidem com as características dos vórtices VC2, que se formam neste período. Já no intervalo Fevereiro-Maio, período associado à presença dos vórtices VC1, nenhum sinal significativo de EPT foi encontrado no ET.

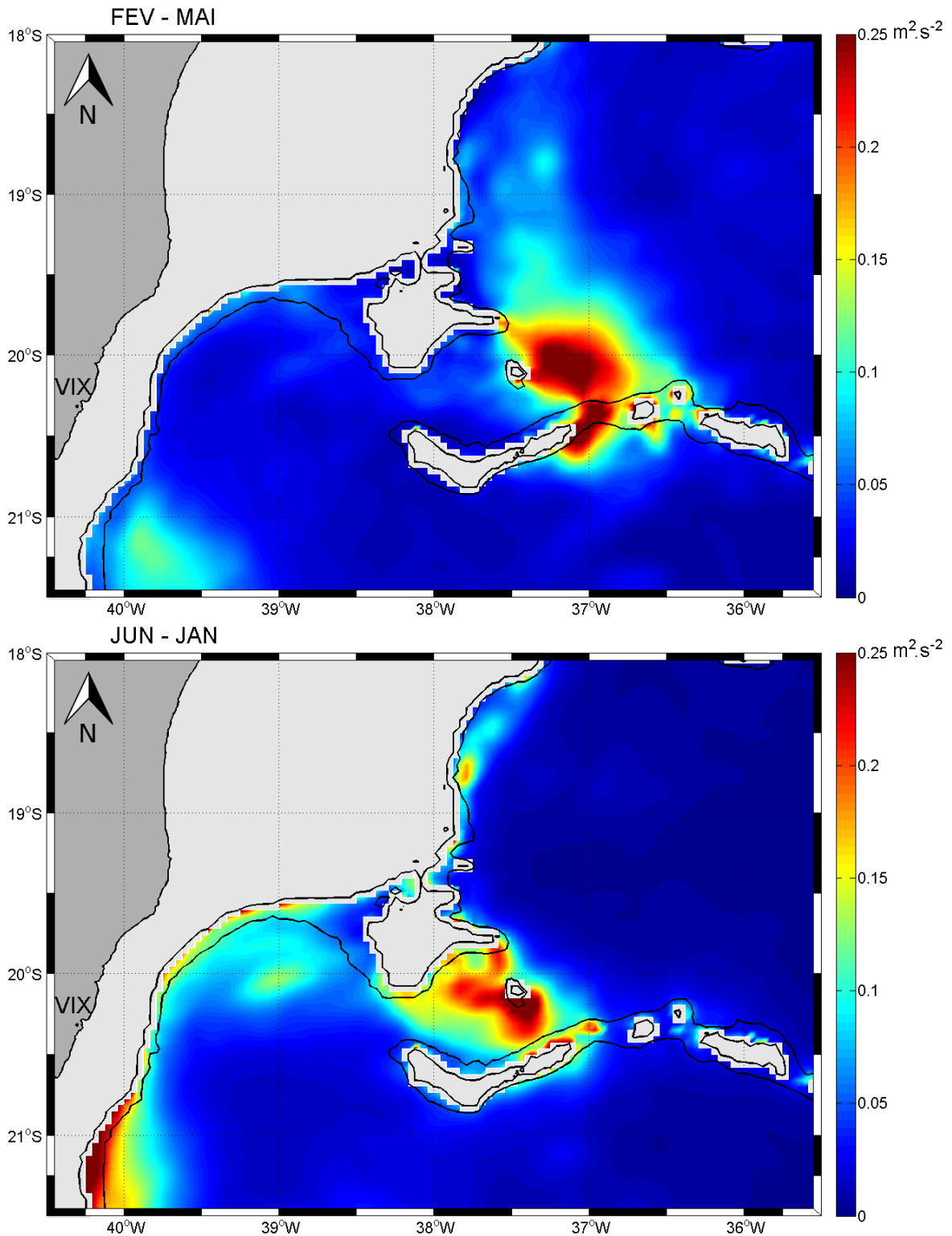


Figura 4.17 – Campos horizontais de Energia Potencial Turbulenta a 100 m de profundidade para o período entre Fevereiro e Maio (acima) e o período entre Junho e Janeiro (abaixo). As linhas pretas contínuas representam as isóbatas de 0 m (linha de costa), 100 m e 1000 m. A área cinza escura mostra a região continental e a área cinza clara representa os locais de ausência de dados devido à baixa profundidade.

4.6.5 Conversão Barotrópica – CBT

Em geral, o ET apresentou apenas valores de CBT positivos ou próximos a zero para ambos os períodos (Figura 4.18). Os valores positivos representam transferência de energia do campo cinético médio para o campo cinético turbulento, possivelmente através do processo de instabilidade barotrópica. Esse resultado concorda com o encontrado por OLIVEIRA (2008), que analisou diagramas parciais de Lorenz e indicou a instabilidade barotrópica como o mecanismo responsável pela manutenção da atividade turbulenta da CB na região em torno de 20,25°S.

Um padrão interessante foi observado nas adjacências dos canais 2 e 3. Como apontado nos itens anteriores, o primeiro período esteve associado a um fluxo da CB predominantemente pelo canal 3, enquanto que no segundo período houve fluxo significativo tanto pelo canal 2 quanto pelo canal 3. Observando a Figura 4.18, identificaram-se picos de CBT negativa localizados à jusante dos fluxos pelos canais 2 e 3, como se estivessem “vazando” pelos canais.

Valores negativos de CBT são indicativos de um processo de sobre-estabilidade barotrópica, no qual ocorre a transferência de energia do campo turbulento para o campo médio (AZEVEDO *et al.*, 2008). Isso indica que, imediatamente após passar pelos canais, a tendência do fluxo foi de não apresentar feições turbulentas, como vórtices. De fato, a partir dos resultados apresentados até o momento, a formação dos vórtices VC1 e VC2 parece estar muito mais associada à interação do fluxo da CB com o talude continental do ET do que com sua saída pelos canais. Isso é corroborado novamente pelos valores positivos de CBT apresentados ao longo da região do talude em frente a Vitória, indicando que o processo de bifurcação da CB é favorável à geração de instabilidades barotrópicas.

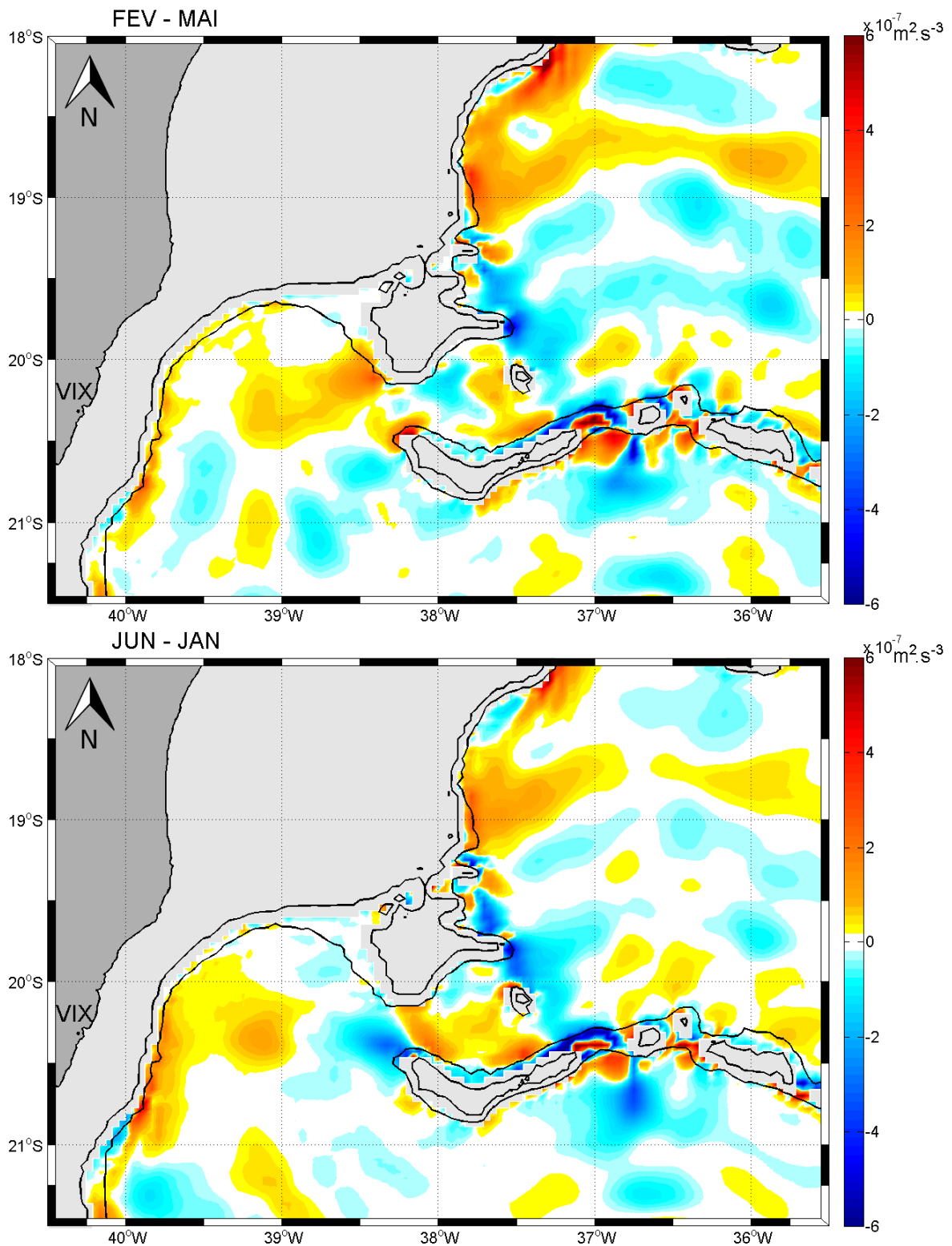


Figura 4.18 – Campos horizontais de Conversão Barotrópica a 100 m de profundidade para o período entre Fevereiro e Maio (acima) e o período entre Junho e Janeiro (abaixo). As linhas pretas contínuas representam as isóbatas de 0 m (linha de costa), 100 m e 1000 m. A área cinza escura mostra a região continental e a área cinza clara representa os locais de ausência de dados devido à baixa profundidade.

4.6.6 Conversão Baroclínica – CBC

Os campos horizontais de Conversão Baroclínica a 100 m de profundidade são mostrados na Figura 4.19.

Para todo o domínio, em ambos os períodos, notou-se a predominância de valores positivos de CBC. Valores positivos deste tipo de conversão de energia indicam a transferência de energia do campo de massa médio para o turbulento. Uma CBC positiva é a primeira etapa necessária para que ocorra uma instabilidade baroclínica. No entanto, esta só se manifestaria por completo caso exista a transferência de EPT para ECT, através da presença de fluxos verticais de calor (AZEVEDO *et al.*, 2008).

A região do ET apresentou um padrão diferenciado, onde boa parte de sua área exibiu valores de CBC nulos e até negativos, especialmente para o primeiro período. As simulações numéricas de OLIVEIRA (2008) mostraram que a costa leste brasileira (entre 15°S e 25°S) é dominada por taxas de CBC positivas, mas na região do ET os valores encontrados também foram negativos ou próximos à zero.

Como a CBC é apenas o primeiro passo para a existência de instabilidades baroclínicas, uma região que apresente valores positivos de CBC não necessariamente exibirá uma instabilidade baroclínica, apesar de isso ser um forte indício de que tal instabilidade ocorrerá. Em contrapartida, pode-se afirmar que a ausência de valores positivos de CBC não proporcionará as condições básicas para ocorrer este tipo de instabilidade. Isso sugere que, no interior do ET, a formação dos vórtices VC1 e VC2 não pode ser explicada por um processo de instabilidade baroclínica.

Os elevados valores de CBC ao sul do ET e próximos ao canal 2 aparentam estar associados ao local de formação de outros vórtices ciclônicos que foram observados ao longo do presente trabalho, mas que não foram estudados a fundo por não estarem associados ao processo de bifurcação da CB. Os campos de velocidades horizontais (item 4.1) mostraram que algumas ocorrências desses vórtices apresentaram translação para o interior do embaçamento. Devido ao seu processo de formação, por fechamento de um meandro, estes vórtices também se diferenciaram do VC1 e do VC2 na sua localização em relação à posição da CB. Enquanto que o VC1 e o VC2 localizaram-se sempre na parte interna da CB, esses outros vórtices foram observados na parte externa da corrente (Figura 4.20).

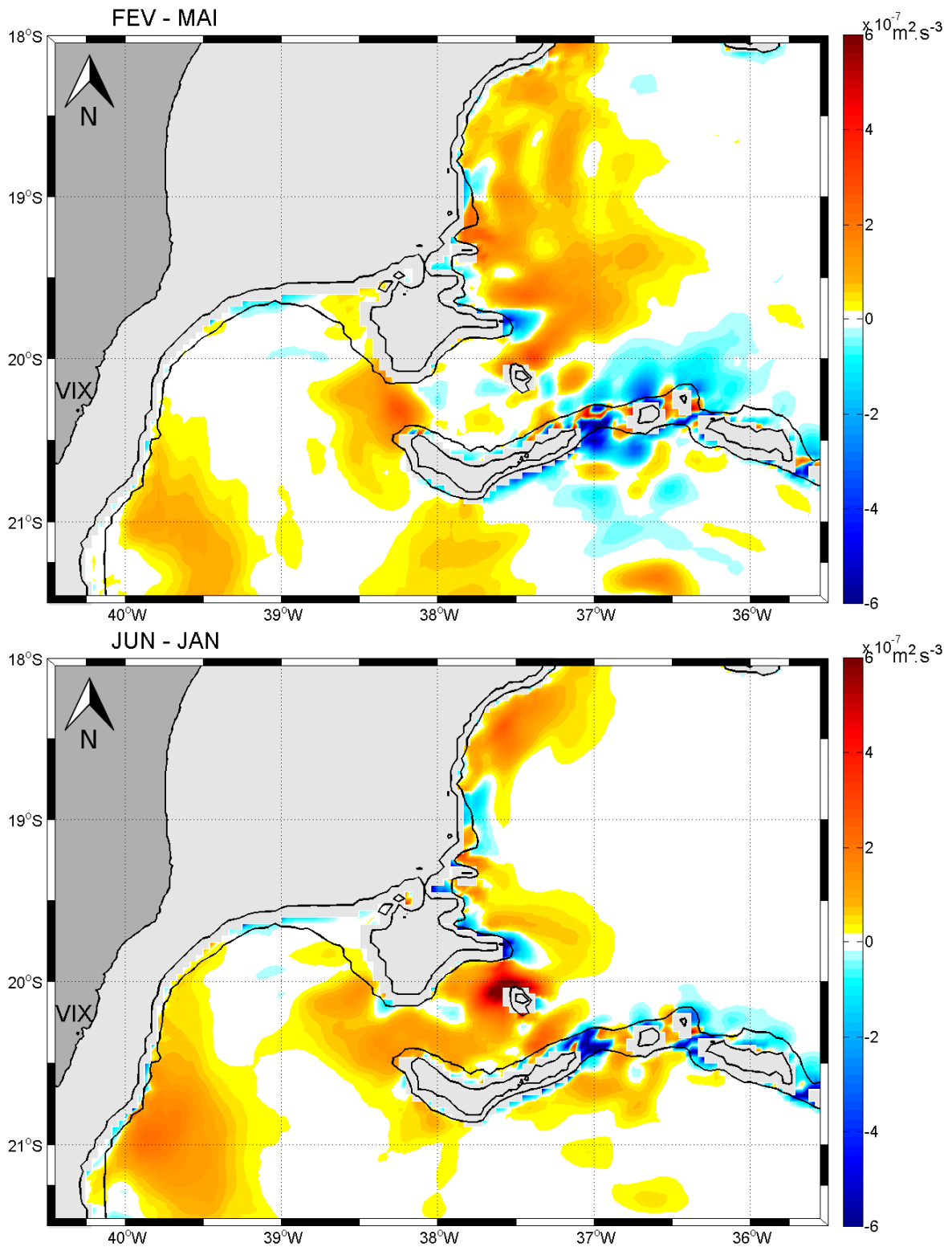


Figura 4.19 – Campos horizontais de Conversão Baroclínica a 100 m de profundidade para o período entre Fevereiro e Maio (acima) e o período entre Junho e Janeiro (abaixo). As linhas pretas contínuas representam as isóbatas de 0 m (linha de costa), 100 m e 1000 m. A área cinza escura mostra a região continental e a área cinza clara representa os locais de ausência de dados devido à baixa profundidade.

Na literatura, as instabilidades baroclínicas, associadas ao cisalhamento vertical imposto pelo sistema de correntes CB-CCI, são descritas por serem responsáveis pela formação do VV (CAMPOS, 2006; SCHMID *et al.*, 1995) e pelos demais vórtices da CB na costa leste e sudeste brasileira (CALADO, 2001; SILVEIRA *et al.*, 2008; SOUTELINO *et al.*, 2013). No entanto, a análise energética mostrou evidências de que o interior do ET não apresenta as condições necessárias para o desenvolvimento de tais instabilidades, sugerindo que os vórtices ciclônicos formados neste local não devem se desenvolver a partir destes processos.

Sugere-se que os vórtices ciclônicos encontrados no ET possam ser formados por pelo menos dois mecanismos distintos: (i) pelo fechamento de meandros associados ao desenvolvimento de instabilidades baroclínicas nas regiões adjacentes (Figura 4.20), podendo ocupar o embaiamento posteriormente devido a sua translação; ou (ii) a partir do jato norte recirculante desenvolvido pelo processo de bifurcação da CB no talude do embaiamento, que foi o foco de estudo do presente trabalho. O interior do ET, onde foi investigado o processo de bifurcação da CB, apresentou condições propícias ao desenvolvimento de instabilidades barotrópicas, indicando que o cisalhamento horizontal atribuído ao jato incidente e ao jato norte secundário está associado à formação dos vórtices VC1 e VC2.

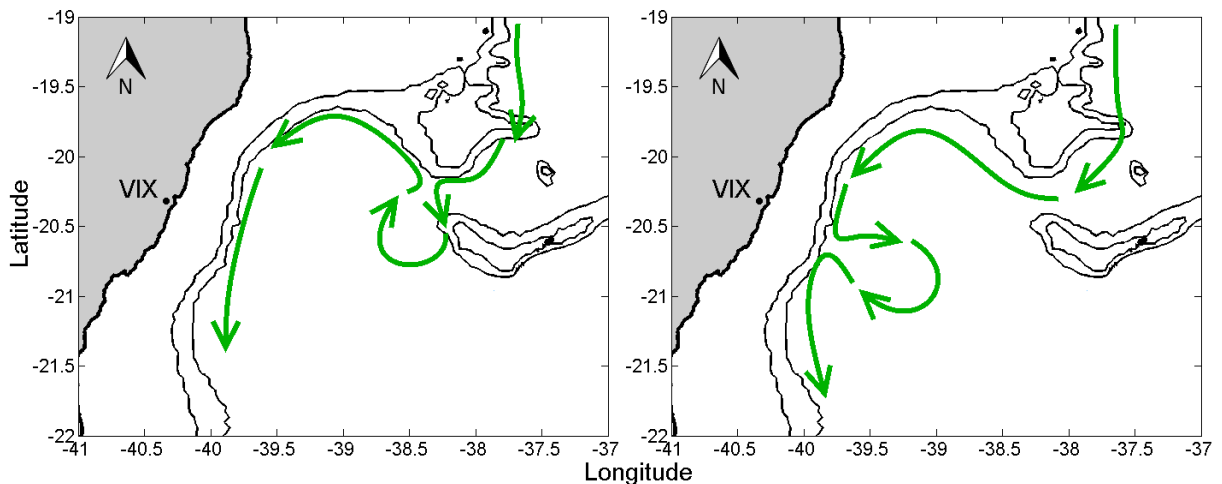


Figura 4.20 – Modelo esquemático da formação dos vórtices a partir do processo de fechamento de um meandro da Corrente do Brasil (setas verdes). As linhas pretas contínuas representam as isóbatas de 0 m (linha de costa), 100 m e 1000 m. A área cinza escura mostra a região continental e a área cinza clara representa os locais de ausência de dados devido à baixa profundidade.

É importante ressaltar que foi encontrada a ocorrência de quatro tipos de vórtices ciclônicos de características distintas no ET, se forem contados os dois vórtices formados por fechamento de meandro e os vórtices VC1 e VC2. Isso leva ao questionamento sobre a definição do que seria o Vórtice de Vitória. Se o VV for considerado como qualquer vórtice ciclônico que ocorre dentro do ET, acredita-se que ocorreriam contradições inevitáveis na literatura ao tentar se caracterizar a partir de ocorrências distintas. De fato, a grande variabilidade de feições vorticais presentes no embaiamento talvez seja um dos motivos que explique as contradições já existentes, por exemplo, a respeito de sua sazonalidade (SCHMID *et al.*, 1995; GAETA *et al.*, 1999; CAMPOS, 2006; COSTA, 2007).

A formação dos vórtices VC1 e VC2, associada ao processo de bifurcação, foi resumida no item a seguir a partir de modelos esquemáticos baseados nos principais resultados encontrados ao longo deste trabalho.

4.7 MODELOS DE FORMAÇÃO PARA OS VÓRTICES VC1 E VC2

A Figura 4.21 mostra o modelo esquemático para a formação do vórtice VC1. Esse vórtice ocorreu prioritariamente durante os meses de Fevereiro a Maio, quando o fluxo pelo canal 2 é reduzido por cerca de 50% em relação às outras estações do ano. Por passar justamente na região central de onde é formado o VC1, acredita-se que essa redução do fluxo no canal 2 é necessária, pois um jato forte que passasse nesse canal entraria em conflito espacial com o vórtice, podendo dispersá-lo ou inibir sua formação. Além disso, como mostram a Tabela 2 e a Figura 4.5, nesse período o transporte total da CB e especificamente o transporte pelo canal 3 são reduzidos significativamente. Como explicado nos itens 4.3 e 4.4 e confirmado no item 4.5, essa condição é importante para que o jato retorne em direção à costa dentro do ET.

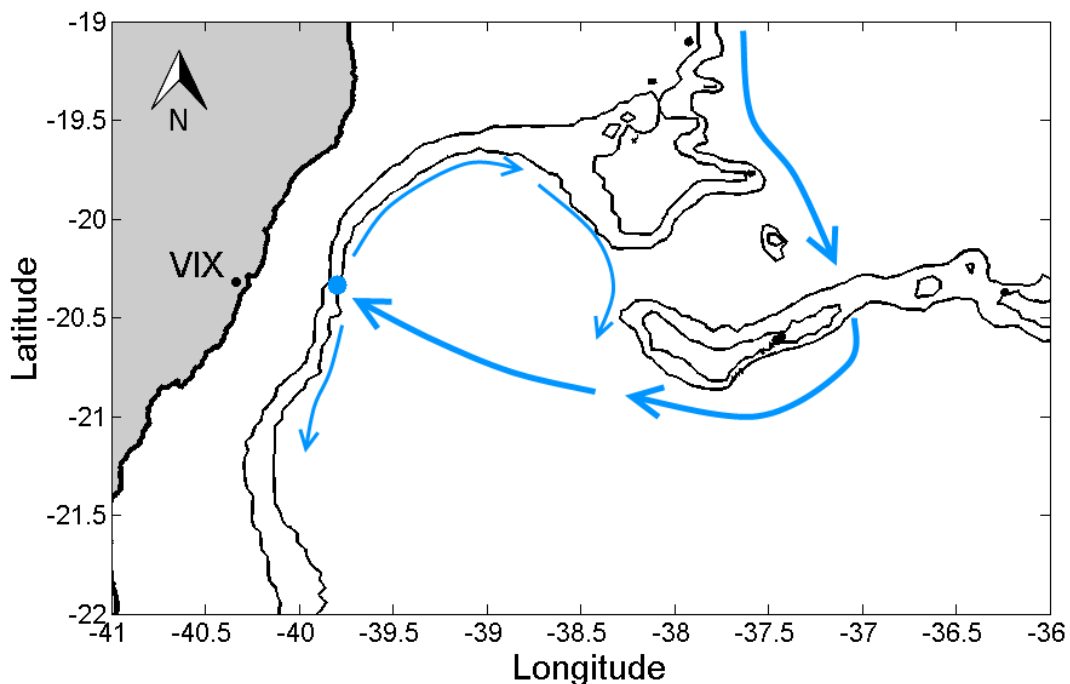


Figura 4.21 – Modelo esquemático da localização dos principais jatos (setas azuis) e sua relação com a formação de um vórtice VC1. O ponto azul marca a latitude média de incidência da CB para os dias de presença deste tipo de vórtice. As linhas pretas contínuas representam as isobatimétricas de 0 m (linha de costa), 100 m e 1000 m.

O vórtice VC1 apresentou maior tamanho comparativamente ao VC2, ocupando totalmente o ET, com cerca de 140 km de diâmetro. Esse maior tamanho é provavelmente resultado desse vórtice estar associado ao fluxo pelo canal 3, que se localiza mais externamente ao embaçamento, e devido à maior angulação do jato incidente, que em média foi de $3,46 \pm 3,34^\circ$.

O modelo esquemático para o vórtice VC2 encontra-se na Figura 4.22. Como mostra a referida figura, o cenário caracteriza-se por um fluxo no canal 2, que se direciona contra a costa com um ângulo médio de $-23,42 \pm 4,62^\circ$, e por um fluxo pelo canal 3. O jato que passa pelo canal 3 apresentou dois comportamentos não mostrados na figura: ou se incorporava à CB em maiores latitudes, sem influenciar a dinâmica do ET; ou então retornava à costa próximo ao embaçamento, causando uma possível segunda bifurcação, a qual contribuiria a partir do jato direcionado para norte resultante. Esse último fenômeno não foi estudado com detalhe no presente trabalho.

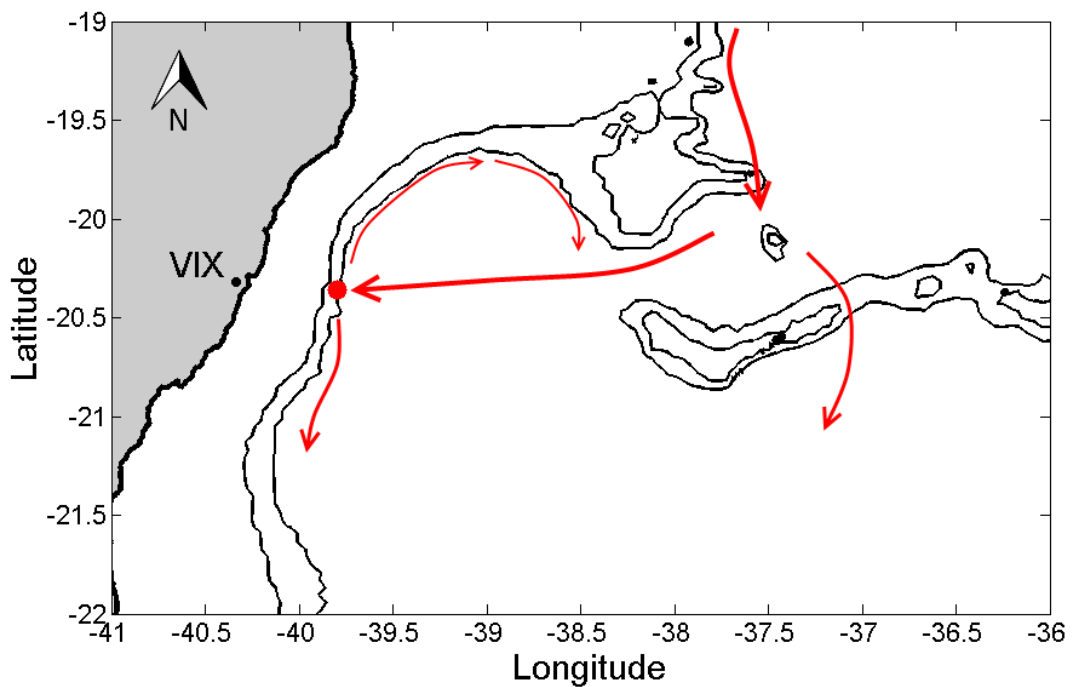


Figura 4.22 – Modelo esquemático da localização dos principais jatos (setas vermelhas) e sua relação com a formação de um vórtice VC2. O ponto vermelho marca a latitude média de incidência da CB para os dias de presença deste tipo de vórtice. As linhas pretas contínuas representam as isobatimétricas de 0 m (linha de costa), 100 m e 1000 m.

O fator diferencial encontrado para o aparecimento do vórtice VC2 foi um aumento significativo do transporte absoluto pelo canal 2. Como mostrado na Figura 4.5, o transporte incidente médio associado à sua presença foi de aproximadamente $6 \pm 0,62$ Sv – um valor cerca de 1,6 Sv acima da média na ausência de vórtices. Uma explicação para a necessidade de uma quantidade de volume tão alta foi sugerida no item 4.4 e confirmada no item 4.5. Acredita-se que essa necessidade seja o fator que limita o tempo de vida deste tipo de vórtice. Como informado no item 4.1, a duração média do VC2 foi de apenas 8,5 dias. Provavelmente, a grande variabilidade da CB nesta região desfavorece o fornecimento de volume suficiente por longos períodos de tempo para garantir a presença desse tipo de vórtice, que necessita de um alto transporte incidente para sua manutenção.

5 CONCLUSÕES

A proposta principal do presente trabalho foi a descrição de um processo de bifurcação da CB a partir de sua interação com o talude continental do ET e a investigação da sua influência na formação de vórtices ciclônicos. A partir dos resultados encontrados, concluiu-se que:

- ❖ O processo de bifurcação foi identificado. Ele foi associado à frequente incidência da CB no talude continental do ET e ao consequente aparecimento dos jatos secundários para norte e sul. O escoamento da CB pelos canais da CVT mostrou ter um papel importante na dinâmica da bifurcação, influenciando no comportamento do jato incidente. Ao que se tenha conhecimento, ainda não existem descrições deste processo na literatura;
- ❖ A passagem da CB pela CVT ocorreu principalmente pelos canais 2 e 3, onde o transporte de volume médio foi estimado em 2,04 Sv e 4,63 Sv, respectivamente. O transporte pelo canal 1 apresentou uma média de 0,44 Sv, representando apenas 6% do transporte total pelos canais. Não foram encontradas influências relevantes desse último fluxo na dinâmica do ET;
- ❖ Foram identificados dois tipos de vórtices ciclônicos cuja formação foi atribuída à continuidade do jato norte no ET, consequente do processo de bifurcação. O VC1 apresentou formato arredondado, diâmetro de aproximadamente 140 km, duração média de 35,8 dias e esteve ligado ao fluxo da CB pelo canal 3. O VC2 apresentou formato elíptico, diâmetro de aproximadamente 100 km em seu maior eixo, duração média de 8,5 dias e esteve ligado ao fluxo da CB pelo canal 2. Outros vórtices ciclônicos ocorreram na região sem aparente relação com o processo de bifurcação, indicando que mecanismos associados a instabilidades baroclínicas também podem ser responsáveis pela formação de vórtices no embaiamento;
- ❖ A passagem da CB pela CVT mostrou uma variabilidade anual bem definida, na qual os meses de Fevereiro a Maio foram a época do ano mais distinta. Em média, esse período apresentou uma redução de mais de 50% no transporte de volume que passa pelo canal 2 em relação ao restante do ano,

indicando que a CB tende a fluir predominantemente pelo canal 3 durante essa estação. A sazonalidade na presença dos vórtices VC1 e VC2 foi atribuída como sendo uma consequência dessa variabilidade;

- ❖ O canal preferencial por onde flui a CB mostrou ter um papel fundamental nas características da bifurcação. Quando o fluxo foi predominante pelo canal 2, o jato incidente apresentou ângulos relativamente baixos, causando uma bifurcação na qual a maior parte do transporte foi redirecionada para o jato sul. Quando o fluxo foi predominante pelo canal 3 e com intensidades moderadas, o jato incidente voltou-se contra a costa em ângulos maiores. A condição de um fluxo mais intenso pelo canal 3 foi desfavorável à ocorrência da bifurcação da CB no ET. A elevada inércia do jato foi atribuída como responsável por impedir o retorno do jato à costa dentro do embaiamento, impossibilitando o processo de bifurcação;
- ❖ O ângulo e o transporte de volume do jato incidente foram considerados fatores importantes na formação e na determinação das características dos vórtices associados à bifurcação da CB no ET, no seguinte padrão. Ângulos elevados e transporte incidente baixo favoreceram a formação de vórtices do tipo VC1; ângulos baixos e transporte incidente elevado favoreceram a formação de vórtices do tipo VC2; e ângulos baixos e transporte incidente baixo foram desfavoráveis à formação de vórtices;
- ❖ A bifurcação ocorreu a partir da incidência de jatos com ângulos preferencialmente no intervalo de -60° a 20° em relação ao talude do ET. O percentual de transporte desviado para cada lado da bifurcação foi dependente desse ângulo, comportando-se de maneira similar à bifurcação idealizada apresentada pelo modelo analítico. Ângulos maiores estiveram associados a transportes para o jato norte relativamente maiores e vice-versa. Dentro do intervalo entre -60° e 20° , os jatos para norte representaram uma parcela que variou de 10% a 55% do total incidente;
- ❖ A formação dos vórtices VC1 e VC2 foi associada a condições de bifurcação que levaram a um aumento significativo de transporte de volume absoluto do jato norte. Foi estimado um valor mínimo de $1,65Sv$ ($1,36Sv$) de transporte para norte como sendo necessário à formação de um vórtice do tipo VC1 (VC2).

5.1 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

A bifurcação e a formação dos vórtices VC1 e VC2 estiveram sensivelmente ligadas ao comportamento da CB ao passar pela CVT. O presente trabalho mostrou evidências de que a CB apresenta grande variabilidade na passagem pelos canais 2 e 3. No entanto, os mecanismos que promovem tal variabilidade não foram o foco deste estudo. Assim, sugere-se uma investigação do que leva a CB a fluir preferencialmente por um canal em relação aos demais.

Uma relação entre o ângulo do jato incidente e o tipo de vórtice presente se mostrou evidente ao longo deste estudo. No entanto, uma relação de causa e efeito não pôde ser comprovada, indicando duas possíveis situações: (i) a formação e tipo do vórtice responderia ao padrão de ângulo; ou (ii) a presença de um dos dois tipos de vórtice induziria ângulos diferenciados para o jato incidente. Uma resposta a essa questão pode ser investigada em trabalhos futuros avaliando as condições do jato incidente antes da formação de cada ocorrência dos vórtices VC1 e VC2.

Uma análise da estrutura vertical termohalina e de campos de velocidade poderia contribuir com maiores informações sobre os vórtices ciclônicos encontrados no ET. Além disso, uma análise energética em mais níveis de profundidade seria importante para investigar se o padrão de conversões energéticas encontrado ao nível de 100 m se mantém ao longo de toda a espessura da CB.

Os valores estimados neste trabalho para o transporte da CB e para os campos de energia utilizando resultados de uma simulação numérica apresentaram valores próximos ao descrito na literatura para a região do ET e suas adjacências, indicando que o modelo é representativo nesses quesitos. Foram encontradas evidências que corroboram a ocorrência do processo de bifurcação a partir de dados de boias de deriva. Porém, como as informações das trajetórias de boias são escassas, sugere-se uma investigação detalhada desse processo a partir de mais fontes de dados *in situ* e de sensoriamento remoto.

6 REFERÊNCIAS

1. ALMEIDA, F. F. M. **Ilhas oceânicas brasileiras e suas relações com a tectônica atlântica**. *Terra Didática*, v. 2(1), pp. 3-18. Disponível em: <<http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/>>. Acesso em: 12 jun. 2014. 2006.
2. AMADO-FILHO, G. M.; MOURA, R. L.; BASTOS, A. C.; SALGADO, L. T.; SUMIDA, P.Y.; GUTH, A. Z.; FRANCINI-FILHO, R. B.; PEREIRA-FILHO, G. H.; ABRANTES, D. P.; BRASILEIRO, P. S.; BAHIA, R. G.; LEAL, R. N.; KAUFMAN, L.; KLEYPAS, J. A.; FARINA, M.; THOMPSON, F. L. **Rhodolith beds are major CaCO₃ bio-factories in the tropical South West Atlantic**. *PLoS ONE*, v. 7(4), 6 pp. 2012.
3. ARRUDA, W. Z.; CAMPOS, E. J. D.; ZHARKOV, V.; SOUTELINO, R. G.; SILVEIRA I. C. A. **Events of equatorward translation of the Vitoria Eddy**. *Continental Shelf Research*, v. 70(1), pp. 61-73. 2013.
4. AZEVEDO, J. L. L.; OLIVEIRA, L. R.; SOUZA, J. F. A.; SOARES, I. D.; MATA, M. M. **Os processos de Conversão de Energia nos Oceanos: uma Revisão do Diagrama de Lorenz**. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 26(2), pp. 153–172, 2008.
5. AZEVEDO, J. L. L.; MATA, M. M. **O mecanismo de Autopropulsão de Vórtices Oceânicos: Uma Revisão**. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 28, pp. 331-347, 2010.
6. AZEVEDO, J. L. L.; NOF, D.; MATA, M. M. **Eddy-Train Encounters with a Continental Boundary: A South Atlantic Case Study**. *Journal of Physical Oceanography*, v. 42, pp. 1548-1565. 2012.
7. BARRETO, H.; MILLIMAN, J. **Esboço fisiográfico da margem continental brasileira**. In TOFFOLI, L.C.(ed): *Margem Continental Brasileira*. Coletânea de Trabalhos. PETROBRAS. DEXPRO. DIVEX (Série REMAC no. 1), Rio de Janeiro, pp. 11–30. 1969.

8. BROWN, E.; COLLING, A.; PARK, D.; PHILLIPS, J.; ROTHERY, D.; WRIGHT, J. **Ocean Circulation**. 2ed. Butterworth-Heinemann, Oxford, 286 pp. 2001.
9. CALADO, L. **Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro**. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 95 pp. 2001.
10. CAMPOS, E.; GONÇALVES, J.; IKEDA, Y. **Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight – summer of 1991**. Journal Geophysical Research Oceans, v. 100, pp. 18537-18550. 1995.
11. CAMPOS, E. J. D. **Equatorward translation of the Vitoria Eddy in a numerical simulation**. Geophysical Research Letters, v. 33, L22607, 5 pp. 2006.
12. CIRANO, M.; MATA, M. M.; CAMPOS, E. J. D.; DEIRÓ, N. F. R. **A Circulação de Larga-Escala na Região Oeste do Atlântico Sul com Base no Modelo de Circulação Global OCCAM**. Revista Brasileira de Geofísica, v. 24(2), pp. 209-230. 2006.
13. COSTA, T. P. **Existe um Vórtice de Vitória Climatológico?** Monografia de Bacharelado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 63 pp. 2007.
14. EVANS, D.; SIGNORINI, S. R.; MIRANDA, L. B. **A note on the transport of the Brazil Current**. Journal of Physical Oceanography, v. 13, pp. 1732-1738. 1983.
15. EVANS, D.; SIGNORINI, S. R. **Vertical structure of the Brazil Current**. Nature, v. 315, pp. 48-50. 1985.
16. FERNANDES, A. M. **Dinâmica baroclínica da Corrente do Brasil na região sudeste**. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 108 pp. 2001.
17. FISHER, A. **The circulation and stratification of the Brazil Current**. Dissertação de mestrado, New York University, New York. 86 pp. 1964.
18. FU, L. L. **The General Circulation and Meridional Heat Transport of the Subtropical South Atlantic Determined by Inverse Methods**. Journal of Physical Oceanography, v. 11, pp. 1171-1193. 1981.

19. GABIOUX, M.; COSTA, V. S.; SOUZA, J. M. A. C.; OLIVEIRA, B. F.; PAIVA, A. de M. **Modeling the South Atlantic Ocean from medium to high resolution**. Revista Brasileira de Geofísica, v. 31(2), pp. 229-242. 2013.
20. GAETA, S. A.; LORENZZETTI, J. A.; MIRANDA, L. B.; SUSINI-RIBEIRO S.; POMPEU, M.; ARAUJO, C. E. S. **The Vitória Eddy and its relation to the phytoplankton biomass and primary productivity during the austral fall of 1995**. Arch. Fish.Mar. Res., v. 47, pp. 253–270. 1999.
21. GARFIELD, N. **The Brazil Current at subtropical latitudes**. Tese de doutorado, University of Rhode Island, Rhode Island. 121 pp. 1990.
22. GDP. **The Global Drifter Program**. NOAA AOML Physical Oceanography Division. Disponível em: <<http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac/index.php>>. Acesso em: 03 jul. 2014.
23. GHISOLFI, R. D.; SANTOS, F. T.; SERVINO, R. N.; DA SILVA, M. P.; CIRANO, M.; THOMPSON, F. **The influence of local dynamics on the seasonal variability of chlorophyll-a over the Royal-Charlotte and Abrolhos banks**. PLoS ONE, 25 pp. No prelo.
24. GLEIZON, P.; CHABERT D'HIÈRES, G.; RENOUEAU, D. **Experimental study of the Alboran Sea gyres**. Oceanologica Acta, v. 19, n. 5, pp. 499-511. 1996.
25. GORDON, A. L.; GREENGROVE, C. L. **Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence**. Deep-Sea Research, v. 33, pp. 573-585. 1986.
26. HYCOM CONSORTIUM. **Hycom Overview**. Consortium for Data Assimilative Modeling. Disponível em: <<http://hycom.org/hycom/overview>>. Acesso em: 20 dez. 2013.
27. KAWASAKI, Y.; SUGIMOTO, T. **Experimental studies on the formation and degeneration processes of the Tsugaru warm gyre**. Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Sea, T. Ichiye, pp. 225-238. 1984.
28. LEGEKIS, R.; GORDON, A. L. **Satellite observations of the Brazil and Falkland currents - 1975 to 1976 and 1978**. Deep-Sea Research, v. 29, pp. 375-401. 1982.

29. LIMA, J. A. M. **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. 1997.
30. MANESCHY, F. S. A. **Avaliação do efeito topográfico da Cadeia Vitória-Trindade na dinâmica da Corrente do Brasil durante o verão**. Monografia de Bacharelado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 60 pp. 2010.
31. MASCARENHAS, A. S.; MIRANDA, L. B.; ROCK, N. J. **A study of oceanographic conditions in the region of Cabo Frio**. *Costlow J. D.*, v. 1, pp. 285-308. 1971.
32. MATTOS, R. A. **Feições de meso e grande escalas da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro**. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 pp. 2006.
33. MIRANDA, L.; CASTRO FILHO, B. M. **Condições do movimento geostrófico das águas adjacentes a Cabo Frio (RJ)**. *Bolm. Inst. Oceanogr.*, v. 28(2), pp. 79–83. 1979.
34. MOTOKI, A.; MOTOKI, K. F.; MELO, D. P. **Caracterização da morfologia submarina da Cadeia Vitória-Trindade e áreas adjacentes-ES, com base na batimetria predita do TOPO versão 14.1**. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 13(2), pp. 151-170. 2012.
35. MÜLLER, J. M.; IKEDA, Y.; ZANGENBER, N.; NONATO, L. V. **Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20°S and 28°S**. *J. Geophys. Res.*, v. 103(C3), pp. 5429–5437. 1998.
36. NOF, D. **The translation of isolated cold eddies on a slipping bottom**. *Deep-Sea Res.*, v. 30, pp. 171-182. 1983.
37. OLIVEIRA, L. R. **Energética do Atlântico sudoeste a partir de observações Lagrangeanas e de simulações do Parallel Ocean Climate Model**. Tese (Doutorado em Oceanografia Física, Química e Geológica) — Universidade Federal do Rio Grande. 207 pp. 2008.

38. OLSON, D. B.; PODESTA, G. P.; EVANS, R. H.; BROWN, O. B. **Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas currents.** Deep-Sea Research, v. 35, pp. 1971 - 1990. 1998.
39. PETERSON, R. G.; L. STRAMMA. **Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean.** Prog. Oceanogr., v. 26, pp. 1-73. 1991.
40. PIMENTEL, F. P. **A Corrente do Brasil e a Corrente de Contorno Intermediária na região da Cadeia Vitória-Trindade.** Dissertação (mestrado em Engenharia Oceânica) – COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 90 pp. 2012.
41. PRELLER, R.; HURLBURT, H. E. **A reduced gravity numerical model of circulation in the Alboran Sea.** Elsevier Oceanography Series. Hydrodynamics of Semi-Enclosed Seas, Proceedings of the 13th International Liege Colloquium on Ocean Hydrodynamics, v. 34, pp. 75-89, 1982.
42. RODRIGUES, R. R.; ROTHSTEIN, L. M.; WINBUSH, M. **Seasonal Variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: A Numerical Study.** Journal of Physical Oceanography, v. 37, pp. 16–30. 2007.
43. SCHMID, C.; SCHAFFER, H.; PODESTÁ, G.; ZENK, W. **The Vitoria Eddy and Its Relation to the Brazil Current.** Journal of Physical Oceanography, v. 25, pp. 2532-2546, 1995.
44. SHANKAR, P. N.; DESHPANDE, M. D. **Fluid mechanics in driven cavity.** Annual Review of Fluid Mechanics v. 32, pp. 93–136. 2000.
45. SIGNORINI, S. R. **On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay.** Deep-Sea Res., v. 25(5), pp. 481–490. 1978.
46. SILVEIRA, I. C. A.; CALADO, L.; CASTRO, B. M.; CIRANO, M.; LIMA, J. A. M.; MASCARENHAS, A. S. **On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current System.** Geophys. Res. Lett., v. 31(14), L14308. 2004.
47. SILVEIRA, I. C. A.; RIBEIRO, E. O.; LIMA, J. M. L.; MATTOS, R. A.; SOUTELINO, R. G.; LEAL, C. A. **Caracterização oceanográfica da Bacia do Espírito Santo e da Região de Abrolhos.** Anais do II Congresso

- Brasileiro de Oceanografia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, pp. 1–3. 2005.
48. SILVEIRA, I. C. A. **O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ.** Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, São Paulo. 160 pp. 2007.
49. SILVEIRA, I. C. A.; LIMA, J. A. M.; SCHMIDT, A. C. K.; CECCOPIERI, W.; SARTORI, A.; FRANCISCO, C. P. F.; FONTES, R. F. C. **Is the meander growth in the Brazil Current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability?** *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v. 45(3-4), pp. 187-207. 2008.
50. SOUTELINO, R. G. **A Origem da Corrente do Brasil.** Dissertação (mestrado em Ciências, área de Oceanografia Física) – IOUSP, Universidade de São Paulo. 101 pp. 2008.
51. SOUTELINO, R. G.; GANGOPADHYAY, A.; SILVEIRA, I. C. A. **The roles of vertical shear and topography on the eddy formation near the site of origin of the Brazil Current.** *Continental Shelf Research*, v. 70(1), pp. 46-60. 2013.
52. STOMMEL, H. **The Gulf Stream: a physical and dynamical description.** Berkeley, University of California Press. 248 pp. 1965.
53. STRAMMA, L. **The Brazil Current transport south of 23°S.** *Deep-Sea Res.*, v. 36, pp. 639– 646. 1989.
54. STRAMMA, L.; PETERSON, R. G. **Geostrophic transport in the Benguela Current region.** *Journal of Physical Oceanography*, v. 19, pp. 1440-1448. 1989.
55. STRAMMA, L.; IKEDA, Y.; PETERSON, R. G. **Geostrophic transport in the Brazil current region north of 20°S.** *Deep-Sea Res.*, v. 37(12), pp. 1875-1886. 1990.
56. STRAMMA, L.; ENGLAND, M. **On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean.** *J. Geophys. Res.*, v. 104(C9), pp. 20.863–20.883. 1999.

-
57. TEOS-10. **Gibbs-SeaWater (GSW) Oceanographic Toolbox.** Thermodynamic Equation Of Seawater – 2010. Disponível em: <<http://www.teos-10.org/software.htm>>. Acesso em: 17 dez. 2013.
58. THOMAZ, F. S. **Variação espaço-temporal da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) entre os paralelos de 10°S e 25°S.** Monografia (graduação em Oceanografia) – Universidade Federal do Espírito Santo. 54 pp. 2012.
59. TOMCZAK, M.; GODFREY, J. S. **Regional Oceanography: An Introduction.** Pergamon, Great Britain, 422 pp. 1994.
60. VIÚDEZ, A.; HANEY, R. L.; VÁZQUEZ-CUERVO, J. **The deflection and division of an oceanic baroclinic jet by a coastal boundary: a case study in the Alboran Sea.** Journal of Physical Oceanography, v. 28, pp. 289-308. 1998.
61. WHITEHEAD, J. A. **The deflection of a baroclinic jet by a wall in a rotating fluid.** Journal of Fluid Mechanics, v. 157, pp. 79-93. 1985.
62. WIENDERS, N.; ARHAN, M.; MERCIER, H. **Circulation at the western boundary of the South and Equatorial Atlantic: exchanges with the ocean interior.** J. Mar. Res., v. 58, pp. 1007–1039. 2000.
63. ZEMBRUSKI, S. **Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes.** In PROJETO REMAC: geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. PETROBRAS. CENPES. DINTEP (Série REMAC no. 7), Rio de Janeiro, pp. 129–177. 1979.