

**Saulo Müller Soares**

**Ondas instáveis no sistema de correntes de  
contorno oeste ao largo de Abrolhos**

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

Orientador:

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

**São Paulo**

**2007**

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO**

**Ondas Instáveis no Sistema de Correntes de Contorno  
Oeste ao largo de Abrolhos**

Saulo Müller Soares

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

Julgada em \_\_\_\_ / \_\_\_\_ / \_\_\_\_

---

Prof. Dr.

---

Conceito

---

Prof. Dr.

---

Conceito

---

Prof. Dr.

---

Conceito

*Dedicado a Germano Jorge Dorneles Soares e  
Neusa Neiva Müller Soares.*

# Sumário

<b>Agradecimentos</b>	<b>iii</b>
<b>Resumo</b>	<b>v</b>
<b>Abstract</b>	<b>vii</b>
<b>Lista de Figuras</b>	<b>xiii</b>
<b>Lista de Tabelas</b>	<b>xiv</b>
<b>1 Introdução</b>	<b>1</b>
1.1 Preâmbulo . . . . .	1
1.2 Área de Estudo . . . . .	2
1.3 O Sistema de Correntes de Contorno Oeste . . . . .	3
1.4 Variabilidade de Meso Escala . . . . .	6
1.5 Objetivos . . . . .	18
<b>2 Metodologia</b>	<b>19</b>
2.1 Preâmbulo . . . . .	19
2.2 Implementação do Modelo . . . . .	20
2.2.1 Domínio e Geometria do Modelo . . . . .	21
2.2.2 Campos Iniciais . . . . .	25
2.2.3 Condições de Contorno, Aproximações e Parâmetros Relevantes	33
2.2.4 Testes de Sensitividade e Tempo de Integração . . . . .	34
2.3 Análise de Instabilidade Geofísica . . . . .	35

<b>3</b>	<b>Os Experimentos Numéricos</b>	<b>40</b>
3.1	Preâmbulo . . . . .	40
3.2	Balanço de Energia Integrado . . . . .	40
3.3	Experimento 1 . . . . .	44
3.4	Experimento 2 . . . . .	52
3.5	Experimento 3 . . . . .	55
<b>4</b>	<b>Discussão</b>	<b>67</b>
4.1	A Estabilidade do Sistema de Correntes de Contorno Oeste . . . . .	67
4.2	O Papel dos Bancos e a Origem do Vórtice de Vitória . . . . .	69
<b>5</b>	<b>Considerações Finais</b>	<b>72</b>
5.1	Síntese e Conclusões . . . . .	72
5.2	Sugestões para Trabalhos Futuros . . . . .	74
	<b>Referências Bibliográficas</b>	<b>76</b>

# Agradecimentos

Em primeiro lugar agradeço meu amigo e orientador Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira. Sem ele nada disso seria possível. Agradeço sinceramente todas as oportunidades, ensinamentos, amizade e apoio irrestrito nos momentos difíceis que ele me deu ao longo dos mais de dois anos de convivência. Muito obrigado Ilson.

Agradeço ao CNPq e ao povo brasileiro pela bolsa concedida durante este mestrado. Essa dissertação é parte integrante dos projetos de pesquisa intitulados “Variações Espaço-temporais da Circulação Oceânica Adjacente ao Banco de Abrolhos e à Baía do Espírito Santo” - ABROLHOS (proc. 472005/2004-9) e “Produtividade, Sustentabilidade e Utilização do Ecossistema do Banco de Abrolhos” - PRO-ABROLHOS do edital dos Institutos do Milênio - CNPq.

Agradecimentos ao amigo Prof. Dr. Ivan Dias Soares por disponibilizar os códigos do modelo usados neste trabalho.

Não posso deixar de mencionar os colegas e amigos do Laboratório de Dinâmica Oceânica, Rafael Hey Joe, Rafael Soutelino, André, Cayo, Leandro Calado, Filipe, Paulo, Diogo, Sueli, Thiago e Leandro Ponsoni. A ampla ajuda, discussões, revisões e boas risadas proporcionadas por essa moçada possibilitaram a conclusão deste trabalho. Por isso e outros motivos, esta dissertação é fruto de um trabalho de equipe. Quero agradecer também à Comandante Ana Cláudia e a Marinha Brasileira por me receberem no IEAPM.

Aos velhos e novos amigos que fiz nesses dois anos de São Paulo e IO. Cintia, Horácio, Renato Há, Comandante Assaf, Patrick, Sebastian, Valéria, Juliana, Henrique CG, Roseana, Eugênio, Enrique Maestro peruano, Betinho, Pisetta, Montanha, Henrique e André Lauand, Fabrício, Juliano, seu Mario e seu Breno e a moçada de Rio Preto, e o mais todo mundo que eu esqueci agora. Graças a vocês, entre altos e baixos, foram

dois anos de curtição na Babilônia brasileira.

À Rosane e Bira, Lisette e Rosber, Joyce e Paulo, Eduardo e Guilherme, tia Nadia e tio Carlinhos e aos “brothers” de alma que nem preciso citar os nomes, pois sabem quem são. Não tenho palavras para agradecer pelo apoio e carinho no momento mais difícil da minha vida... e pelo verdadeiro significado de família.

À Kizzy Lopes. Obrigado por ter sido parte de sua vida. Deixou saudades.

Ao meu irmão André, por compreender minha ausência durante esse tempo todo. Admiro sua força.

À minha mãe, Neusa, obrigado por nunca me deixar desistir, obrigado pela inspiração e exemplo de força, obrigado por tudo.

Ao meu pai, Germano, obrigado por fazer de mim quem eu sou hoje. Pode ficar tranquilo meu velho, que daqui pra frente eu me viro. Essa é pra você.



# Resumo

O sistema de correntes de contorno oeste que flui ao largo da costa leste brasileira entre 15°S e 22°S, é composto pela Corrente do Brasil (CB) fluindo para sul, a Sub-Corrente Norte do Brasil (SNB) fluindo para norte e a Corrente de Contorno Oeste Profunda (CCP) também fluindo para sul. Vigorosos meandros e vórtices são observados à jusante dos Bancos de Abrolhos (BA) e Royal Charlotte (BRC) e da Cadeia Vitória-Trindade. O objetivo central desta dissertação é o estudo da estabilidade deste sistema de correntes, aqui denominado Sistema CB-SNB-CCP, utilizando o modelo oceânico da Universidade de Princeton (POM) em um cenário idealizado. Buscamos responder o quão instável é este sistema e quais seriam as características das ondas instáveis geradas a fim de contribuir para o conhecimento acerca da rica dinâmica de meso-escala observada nesta região. Objetivamos também, elucidar o papel dos BA e BRC nesta dinâmica. Embasados na alta baroclinicidade do sistema de correntes de contorno ao largo do sudeste brasileiro, optamos por representar o escoamento CB-SNB-CCP através de um modelo paramétrico do campo de massa, calibrado com os dados hidrográficos oriundos dos Cruzeiros Abrolhos [Silveira *et al.*, 2006]. Mantendo o caráter idealizado do estudo, também empregamos topografia de fundo analítica, onde representamos o talude da região por uma função tangente hiporbólica. O BA e o BRC foram aproximados através de funções gaussianas devidamente ajustadas aos contornos da isóbata de 80 m extraídas do conjunto ETOPO 2. Para identificar os mecanismos de crescimento das possíveis ondas instáveis, calculou-se o balanço de energia das simulações realizadas de acordo com o método de Xue & Bane [1997]. Os resultados de três experimentos numéricos realizados sugerem que o sistema CB-SNB-CCP é instável. Ciclones quase-estacionários do lado costeiro da CB surgem como o principal modo de variabilidade desta corrente. De acordo com a análise do balanço energético,

o crescimento dessas feições resulta primariamente de instabilidade baroclínica do escoamento. A escala horizontal típica das ondas e vórtices instáveis modelados é dada pelo raio de deformação interno, como esperado pela teoria de instabilidade baroclínica de escoamentos realisticamente estratificados. Em particular, os resultados do experimento com o BA e o BRC idealizados comprovam que estes funcionam como gatilhos para o desenvolvimento de ondas instáveis, favorecendo amplamente o crescimento das estruturas verticais. Os trens de onda instáveis quase-estacionários aqui obtidos sugerem que provavelmente o meandramento da CB observado em latitudes que se estendem até 28°S pode ser parte de um único sistema que se origina na região dos BA e BRC.

# Abstract

The western boundary currents system that flows off the eastern Brazilian coast between  $15^{\circ}\text{S}$  e  $22^{\circ}\text{S}$  is composed by the southward-flowing Brazil Current (BC), the northward-flowing North Brazil Under Current (NBUC) and the Deep Western Boundary Current (DWBC) that flows south. Vigorous meanders and eddies are observed downstream of the Abrolhos (AB) and Royal Charlotte Banks (RCB) and the Vitória-Trindade Ridge. The main goal of this dissertation is to study the stability of this currents system, hereby named BC-NBUC-DWBC system, using the Princeton University Ocean Model (POM) in an idealized scenerio. We seek to answer how unstable is this system and what are the characteristics of the unstable waves in order to contribute to the understanding of the rich mesoscale dynamics observed in this region. We also aim to elucidate the role of the AB and of the RCB on this dynamics. Based on the high degree of baroclinicity of the western boundary currents system off the southeastern Brazilian coast, we opted to represent the BC-NBUC-DWBC system through a parametric model of the mass field, calibrated with hydrographic data from the Abrolhos Cruises [Silveira *et al.*, 2006]. Maintaining the idealized character of the study, we have also employed an analytical bottom topography, in which the region's continental slope is approximated by hyperbolic tangent function. The AB and RCB were approximated by gaussian functions properly adjusted to the 80 m isobath extracted from the ETOPO 2 database. To identify the growth mechanism of the unstable waves, the energy budget of the simulations was calculated according to Xue & Bane [1997]. The results from the three experiments conducted here suggest that the BC-NBUC-DWBC system is indeed unstable. Quasi-stationary cyclones in the coastal side of BC arise as the main mode of variability of this current. According to the energy budget analysis, the growth of these features results primarily from baroclinic instability of BC-NBUC-DWBC flow. The typical horizontal scale of the modeled unstable waves and eddies is

given by the internal radius of deformation, as expected by baroclinic instability theory of realistically stratified flows. The quasi-stationary unstable wave trains modeled in the present study also suggest that the meandering of the BC observed down to 28°S are probably part of a single system that originates at the AB and RCB region.

# Lista de Figuras

1.1	Fisiografia e topografia de fundo da área de estudo. “CI” marca a localização do Canal Interno, “CC” a do canal central e “CE” a do canal externo. . . . .	2
1.2	Padrão esquemático da circulação do Atlântico Sul ocidental, com destaque para a área de estudo. Adaptada de <i>Fernandes</i> [2005]. . . . .	5
1.3	Painel superior: seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para a Radial 4 do Cruzeiro Abrolhos I (Inverno, 2004), localizada entre o BA e o monte Hot Spur. Painel inferior: seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para a Radial 4 do Cruzeiro Abrolhos II (Verão, 2005), localizada entre o BA e o monte Hot Spur. O mapa ao lado de cada painel mostra a localização da seção. De acordo com <i>Silveira et al.</i> [2006]. . . . .	7
1.4	Painel superior: seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para a Radial 3 do Cruzeiro Abrolhos I (Inverno, 2004), realizada ao longo dos canais da CVT. Painel inferior: seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para a Radial 3 do Cruzeiro Abrolhos II (Verão, 2005), realizada ao longo dos canais da CVT. O mapa ao lado de cada painel mostra a localização da seção. De acordo com <i>Silveira et al.</i> [2006]. . . . .	8
1.5	Painel superior: seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para a Radial 2 do Cruzeiro Abrolhos I (Inverno, 2004), localizada na Embaiamento do Espírito Santo. Painel inferior: seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para a Radial 2 do Cruzeiro Abrolhos II (Verão, 2005), localizada no Embaiamento do Espírito Santo. O mapa ao lado de cada painel mostra a localização da seção. De acordo com <i>Silveira et al.</i> [2006]. . . . .	9
1.6	Imagem AVHRR de TSM do Vórtice de Vitória, adaptada de <i>Schmid et al.</i> [1995].	10

1.7	Seções verticais de temperatura potencial $\Theta$ , salinidade $S$ , densidade potencial $\sigma_{\Theta}$ e velocidade geostrófica baroclínica do Vórtice de Vitória, adaptada de <i>Schmid et al.</i> [1995]. . . . .	12
1.8	Função de corrente geostrófica calculada com os dados hidrográficos do Cruzeiro Abrolhos II para a profundidade de 10 m, adaptado de <i>Silveira et al.</i> [2006]. Os pontos brancos marcam a localização das estações do Cruzeiro Abrolhos II, verão. . . . .	13
1.9	Imagem AVHRR de TSM da área oceânica adjacente ao sudeste brasileiro, extraída de <i>Schmid et al.</i> [1995]. As edições realizadas por <i>Silveira</i> [2006], destacam o caráter de onda de vorticidade da CB meandrante, com alternância de ciclones (cavados, núcleos frios) e anticiclones (cristas, núcleos quentes). . . . .	15
1.10	Comparação entre as estruturas verticais do modo teórico associado a onda de 266 km (curva negra) e a estrutura vertical do modo FOE 1 das anomalias de velocidade observada do fundo (curva vermelha). De acordo com <i>Silveira</i> [2006]. . . . .	16
2.1	Seção vertical da topografia de fundo e a resolução e distribuição dos níveis sigma empregada no modelo. . . . .	22
2.2	Ajuste gaussiano realizado no BA (painel superior) e BRC (painel inferior) extraídos do conjunto de dados batimétricos ETOPO 2 e os respectivos valores de amplitude e meia largura. . . . .	23
2.3	Domínio e topografia de fundo do modelo. O retângulo branco marca o subdomínio onde foi calculado o balanço de energia. . . . .	24
2.4	Seção vertical de velocidade total do MP para o sistema de correntes de contorno da região de Abrolhos. . . . .	27
2.5	Seções verticais de densidade potencial ( $\sigma_{\Theta}$ ) e temperatura do MP para o sistema de correntes de contorno da região de Abrolhos. . . . .	28
2.6	Evolução da energia cinética média das simulações diagnósticas com o domínio sem bancos (curva azul) e com os bancos (curva vermelha). . . . .	29
2.7	Perfil zonal de ESL e velocidade barotrópica do modelo numérico. Estes perfis, meridionalmente uniformes, são adicionados aos campos obtidos pela simulação diagnóstica. . . . .	30

2.8	Campos horizontais iniciais de $\eta$ e correntes barotrópicas, e temperatura e correntes na superfície dos Experimentos 1 (painel superior), 2 (painel central) e 3 (painel inferior). . . . .	31
2.9	Seções verticais em $y = 1750$ km dos campos iniciais de temperatura, e componentes $u$ e $v$ totais dos Experimentos 1 (painel superior), 2 (painel central) e 3 (painel inferior). . . . .	32
2.10	Diagrama de transferência de energia de Lorenz. As caixas representam as partições de energia e os círculos os termos de trabalho de pressão, onde $\bar{P}$ é pressão associada ao escoamento médio e $P'$ é a pressão associada as perturbações. Setas em direção em direção à (para fora) uma determinada caixa representam fontes (sumidouros) de energia. Adaptado de <i>Cronin &amp; Watts</i> [1996]. . . . .	37
3.1	Séries temporais das partições de energia e conversões de energia dos Experimentos 1 (painel superior), 2 (painel central) e 3 (painel inferior). . . . .	41
3.2	Detalhamento dos campos de $\eta$ e correntes barotrópicas (painéis esquerdos) e de temperatura e correntes próximas a superfície (painéis direitos) nas imediações do contorno norte para o Experimento 1, nos dias 10, 20 e 30 de simulação, após aplicação do filtro Lanczos de 72 horas. A linha branca tracejada demarca a isóbata de 80m. . . . .	45
3.3	Campos de temperatura e corrente próximos à superfície para o Experimento 1, nos dias 0, 10, 15, 20, 30, 45, 60, 75 e 90 de simulação, após aplicação do filtro Lanczos de 72 horas. A linha branca tracejada demarca a isóbata de 80m e a caixa branca demarca a região do domínio evidenciada na Figura 3.4. . . . .	47
3.4	Detalhamento da Figura 3.3 evidenciando um dos vórtices simulados, nos dias 30 (painel superior), 45 (painel central) e 60 (painel inferior). Os painéis à esquerda são os campos de $\eta$ e correntes barotrópicas, enquanto que os painéis à direita são os campos de temperatura e correntes superficiais. A linha branca tracejada demarca a isóbata de 80m e a linha branca cheia a localização da seção vertical. . . . .	48
3.5	Seções verticais de temperatura, $u$ , $w$ e velocidade normal à seção $v$ , do vórtice evidenciado na Figura 3.4. Onde $w$ foi multiplicado por um fator de $10^4$ . . . . .	50

3.6	Seções verticais do balanço de energia perpendicular à isobáta de 80 m para o dia 45 do Experimento 1. Os painéis superiores são as distribuições de $P_m$ e $K_m$ escaladas por $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Os painéis centrais são as distribuições das conversões baroclínicas $C(P_m, P_e)$ e das conversões barotrópicas $C(K_m, K_e)$ , escaladas por $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ . Os painéis inferiores são as distribuições de $P_e$ e $K_e$ escaladas por $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Linhas azuis cheias são valores positivos e linhas tracejadas vermelhas são valores negativos. . . . .	51
3.7	Detalhamento dos campos de $\eta$ e correntes barotrópicas (painéis esquerdos) e de temperatura e correntes próximas a superfície (painéis direitos) nas imediações do contorno norte para o Experimento 2, nos dias 5, 10 e 15 de simulação, após aplicação do filtro Lanczos de 72 horas. A linha branca tracejada demarca a isómeta de 80m. . . . .	53
3.8	Campos de temperatura e corrente próximos à superfície para o Experimento 2, nos dias 0, 10, 15, 20, 30, 45, 60, 75 e 90 de simulação, após aplicação do filtro Lanczos de 72 horas. A linha branca tracejada demarca a isómeta de 80m e a caixa branca demarca a região do domínio evidenciada na Figura 3.9. . . . .	54
3.9	Detalhamento da Figura 3.8 evidenciando um dos vórtices simulados, nos dias 30 (painel superior), 45 (painel central) e 60 (painel inferior). Os painéis à esquerda são os campos de $\eta$ e correntes barotrópicas, enquanto que os painéis à direita são os campos de temperatura e correntes superficiais. A linha branca tracejada demarca a isómeta de 80m e a linha branca cheia a localização da seção vertical. . . . .	56
3.10	Seções verticais de temperatura, $u$ , $w$ e velocidade normal à seção $v$ , do vórtice evidenciado na Figura 3.9. Onde $w$ foi multiplicado por um fator de $10^4$ . . . . .	57
3.11	Seções verticais do balanço de energia perpendicular à isobáta de 80 m para o dia 45 do Experimento 2. Os painéis superiores são as distribuições de $P_m$ e $K_m$ escaladas por $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Os painéis centrais são as distribuições das conversões baroclínicas $C(P_m, P_e)$ e das conversões barotrópicas $C(K_m, K_e)$ , escaladas por $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ . Os painéis inferiores são as distribuições de $P_e$ e $K_e$ escaladas por $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Linhas azuis cheias são valores positivos e linhas tracejadas vermelhas são valores negativos. . . . .	58



3.12	Seções verticais do balanço de energia perpendicular à isobáta de 80 m para o dia 75 do Experimento 2. Os painéis superiores são as distribuições de $P_m$ e $K_m$ escaladas por $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Os painéis centrais são as distribuições das conversões baroclínicas $C(P_m, P_e)$ e das conversões barotrópicas $C(K_m, K_e)$ , escaladas por $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ . Os painéis inferiores são as distribuições de $P_e$ e $K_e$ escaladas por $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Linhas azuis cheias são valores positivos e linhas tracejadas vermelhas são valores negativos. . . . .	59
3.13	Campos de temperatura e corrente próximos à superfície para o Experimento 3, nos dias 0, 10, 15, 20, 30, 45, 60, 75 e 90 de simulação. A linha branca tracejada demarca a isóbata de 80m e a caixa branca demarca a região do domínio evidenciada na Figura 3.14. . . . .	61
3.14	Detalhamento da Figura 3.13 evidenciando um dos vórtices simulados, nos dias 15 (painel superior), 30 (painel central) e 45 (painel inferior). Os painéis à esquerda são os campos de $\eta$ e correntes barotrópicas, enquanto que os painéis à direita são os campos de temperatura e correntes superficiais. . . . .	62
3.15	Seções verticais de temperatura, $u$ , $w$ e velocidade normal à seção $v$ , do vórtice evidenciado na Figura 3.14. Onde $w$ foi multiplicado por um fator de $10^4$ . . . . .	64
3.16	Seções verticais do balanço de energia perpendicular à isobáta de 80 m para o dia 30 do Experimento 3. Os painéis superiores são as distribuições de $P_m$ e $K_m$ escaladas por $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Os painéis centrais são as distribuições das conversões baroclínicas $C(P_m, P_e)$ e das conversões barotrópicas $C(K_m, K_e)$ , escaladas por $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ . Os painéis inferiores são as distribuições de $P_e$ e $K_e$ escaladas por $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Linhas azuis cheias são valores positivos e linhas tracejadas vermelhas são valores negativos. . . . .	65
4.1	Esquema ilustrativo da geração de perturbações no campo de vorticidade da CB ao contornar um banco gaussiano. . . . .	70

# Lista de Tabelas

2.1	Parâmetros da topografia analítica . . . . .	23
2.2	Parâmetros do MP do sistema de correntes de contorno oeste . . . . .	26
2.3	Valores de $T_f$ e $T_{fi}$ para os contornos abertos do modelo . . . . .	34

# Capítulo 1

## Introdução

### 1.1 Preâmbulo

A Corrente do Brasil (CB) talvez seja a corrente de contorno oeste de superfície menos estudada e, portanto, conhecida do oceano mundial. A maior parte das informações disponibilizadas acerca desta corrente na literatura está concentrada na região sudeste do Brasil entre ( $22^{\circ}\text{S}$  -  $28^{\circ}\text{S}$ ). Ainda assim, como apresentado por *Silveira et al.* [2000] e atualizado por *Silveira* [2006], a grande maioria dos trabalhos tem caráter descritivo e são baseados em observações indireta da CB via sua assinatura no campo de massa e inferências de sua estrutura pelo cálculo geostrófico.

Estudos de processos dinâmicos relacionados à sua importante atividade de meso-escala, sejam efetuados por manipulação de observações sejam por experimentos numéricos de caráter regional são recentes e datam de menos de dez anos [*Velhote*, 1998; *Campos et al.*, 2000; *Calado*, 2001; *Fernandes*, 2001; *Calado*, 2006; *Mattos*, 2006; *Silveira*, 2006].

A região adjacente à costa leste brasileira é, sem dúvida, a mais árida acerca de medições e estudos dinâmicos. É nesta região, ao sul de  $15^{\circ}\text{S}$  que se encontra o sítio de origem da CB. A caracterização e apresentação do sistema formado pela CB e as demais correntes de contorno oeste que fluem ao largo da margem continental brasileira serão apresentados neste capítulo. Antes, no entanto, urge-se uma descrição da área em que este trabalho focará sua atenção: a região entre  $15^{\circ}\text{S}$  e  $22^{\circ}\text{S}$ .

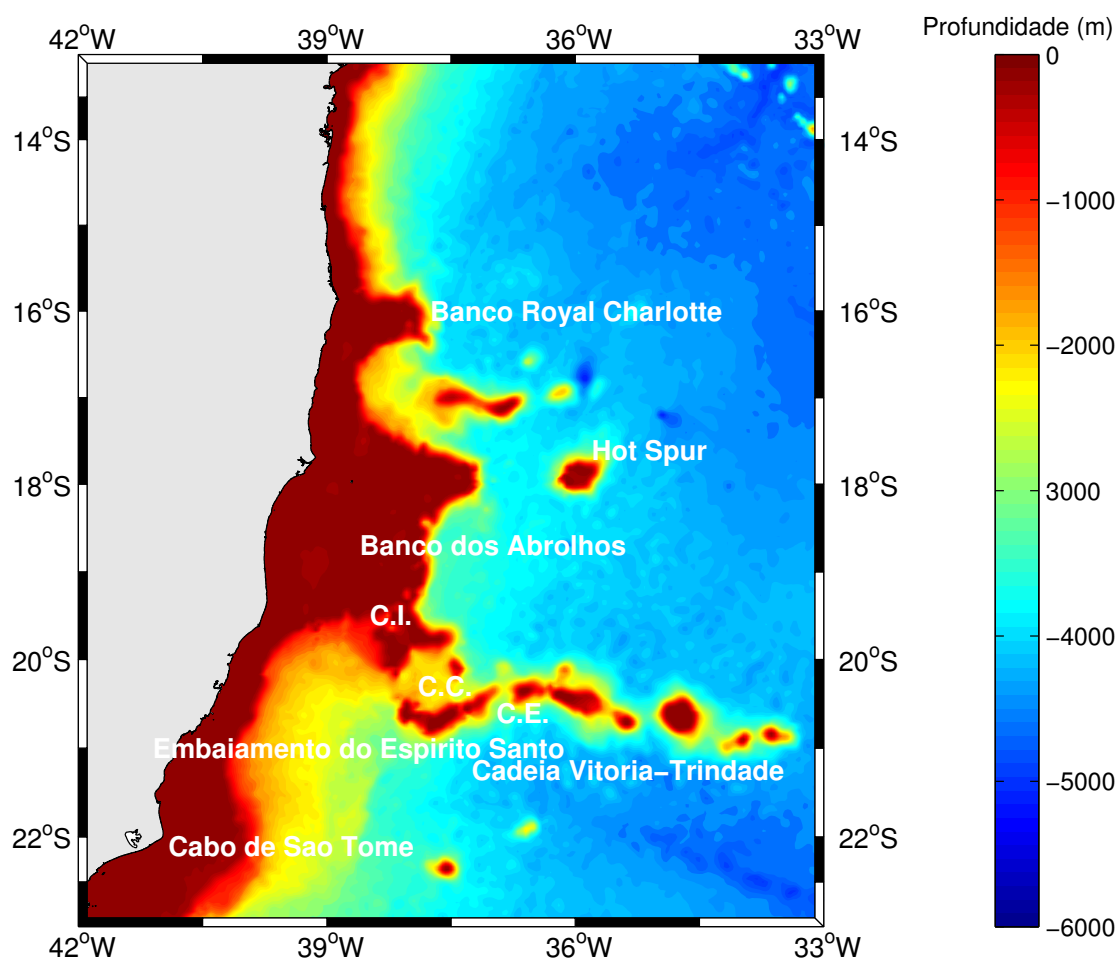


Figura 1.1: Fisiografia e topografia de fundo da área de estudo. “CI” marca a localização do Canal Interno, “CC” a do canal central e “CE” a do canal externo.

## 1.2 Área de Estudo

A área de estudo compreende as regiões geográficas denominadas Abrolhos e Embaiamento do Espírito Santo, estando situada entre 15°S e 22°S, ao largo da costa leste do Brasil. Essa região é caracterizada por complexas feições topográficas, notavelmente o Banco de Abrolhos (BA) e o Banco Royal Charlotte (BRC), a cadeia de montes submarinos Vitória-Trindade (CVT) e o monte isolado Hot Spur (HS) (Figura 1.1). Também abriga um dos ecossistemas mais complexos e biodiversos do planeta: o sistema coralíneo do Banco de Abrolhos, além de potenciais sítios de exploração de petróleo e gás natural na plataforma e talude continental da Embaiamento do Espírito Santo.

Geomorfologicamente, em comparação com as demais bacias do Sudeste e Sul do Brasil, a área de estudo apresenta uma plataforma continental estreita e um talude íngreme. De acordo com *Castro & Miranda* [1998], a plataforma ao norte desta área tem 35 km de largura, aumentando para 110 km no BRC, diminuindo para 45 km entre os bancos e alargando-se novamente para 190 km na altura do BA. Já dentro do Embaiamento do Espírito Santo, a largura da plataforma é em torno de 80 km próximo ao Cabo de São Tomé. Ainda de acordo com os mesmos autores, a profundidade da quebra de plataforma na região fica entre 60 e 100 m.

Os bancos são extensões da plataforma continental originadas pelo vulcanismo durante a época da separação da América do Sul e África. Nos entornos dos bancos, o talude possui declividade média entre 3° e 9° e, ao largo do BA, atinge sua máxima declividade de 12° [*Zembruski*, 1979]. Imediatamente ao sul do BA, encontra-se a CVT, uma cadeia de montes submarinos que emergem de grandes profundidades até a superfície em alguns pontos, como a Ilha de Trindade e cuja origem geológica se remete ao vulcanismo associado a uma zona de fratura do Atlântico. Ao interromper o talude e o sopé continental de Abrolhos e Embaiamento do Espírito Santo, a CVT forma um sistema de canais de largura e profundidade variáveis [*Zembruski*, 1979].

Sobre e entre essa complexa topografia, flui um igualmente complexo sistema de correntes de contorno oeste. Este sistema de correntes transporta as principais massas de água observadas do Atlântico sul. Vários trabalhos, tanto no escopo de oceanografia geológica [*Viana et al.*, 1998; *Mahiques et al.*, 2004] quanto de oceanografia física [*Silveira et al.*, 2004; *Calado et al.*, 2006] têm demonstrado a relação recíproca de controlar e ser controlada entre escoamento e topografia ao largo da margem continental sudeste brasileira.

### 1.3 O Sistema de Correntes de Contorno Oeste

O sistema de correntes de contorno oeste que incide e flui ao largo dos BA e BRC consiste de três correntes distribuídas verticalmente na coluna d'água, desde a quebra de plataforma até o sopé continental. Nos estratos superiores encontra-se a Corrente do Brasil (CB), a corrente de contorno oeste que fecha o giro subtropical do Atlântico

sul, fluindo para sul. Abaixo, destes níveis e fluindo para norte, encontra-se a Sub Corrente Norte do Brasil (SNB). Ainda abaixo desta, flui para sul a chamada Corrente de Contorno Oeste Profunda (CCP), prevista no clássico trabalho de *Stommel* [1958] como parte da circulação termohalina profunda global [*Reid*, 1989; *Stramma & England*, 1999]. A Figura 1.2 resume o padrão das correntes e da circulação das massas de água na região.

Recentemente, *Silveira et al.* [2006] reanalisando um conjunto de dados hidrográficos de alta resolução em meso-escala, trouxeram informações novas sobre o sistema de correntes de contorno e também corroboraram interpretações pretéritas em larga escala [*Stramma & England*, 1999]. O cenário proposto por estes autores para o escoamento da CB é o descrito a seguir. Ao sul de 15°S (região da bifurcação da Corrente Sul Equatorial -CSE- em superfície), a CB é uma corrente rasa, estreita, quente (temperaturas > 20°C) e salina (> 36), transportando entre 1,5 e 3,0 Sv de Água Tropical (AT) junto à quebra de plataforma com velocidade máxima de 0,5 m s<sup>-1</sup>. A Água Central do Atlântico Sul (ACAS) flui em direção oposta como parte da SNB, originada pela bifurcação da CSE em nível picnoclínico, provavelmente com seu eixo de separação centrado entre o BA e a CVT. Entre 200 e 1200 m de profundidade, a SNB seria então formada pela Corrente de Contorno Oeste (CCI), que transporta transporta Água Intermediária Antártica (AIA) e Água Circumpolar Superior (ACS) e o aporte da ACAS oriunda da bifurcação. Esta corrente transporta cerca de 12,3 Sv em direção ao norte com 0,30 m.s<sup>-1</sup> de velocidade máxima no seu núcleo. Abaixo dos 1200 m pode se observar o fluxo associado a CCP, com velocidades máximas em torno de 0,3 m s<sup>-1</sup> (Figura 1.3). Mais ao sul, a CB trifurca-se ao atravessar os canais da CVT, como mostra a Figura 1.4. A maior parte do volume da CB atravessa os canais central e externo, enquanto que o canal interno, de menor largura e profundidade é dominado por fluxos inerciais. Após a passagem pela CVT, ocorre a reorganização da CB dentro da Embaiamento do Espírito Santo, onde esta também passa a receber a contribuição da ACAS, efetivamente aumentando sua extensão vertical e transporte (Figura 1.5). Essa reorganização parece ocorrer num modo bi-partido, onde a CB está separada em dois ramos distintos (Figura 1.5, painel superior), ou com a presença de um vórtice ciclônico como mostrado no painel inferior da Figura 1.5. Ao sul da CVT, a SNB inexistente, a CCI

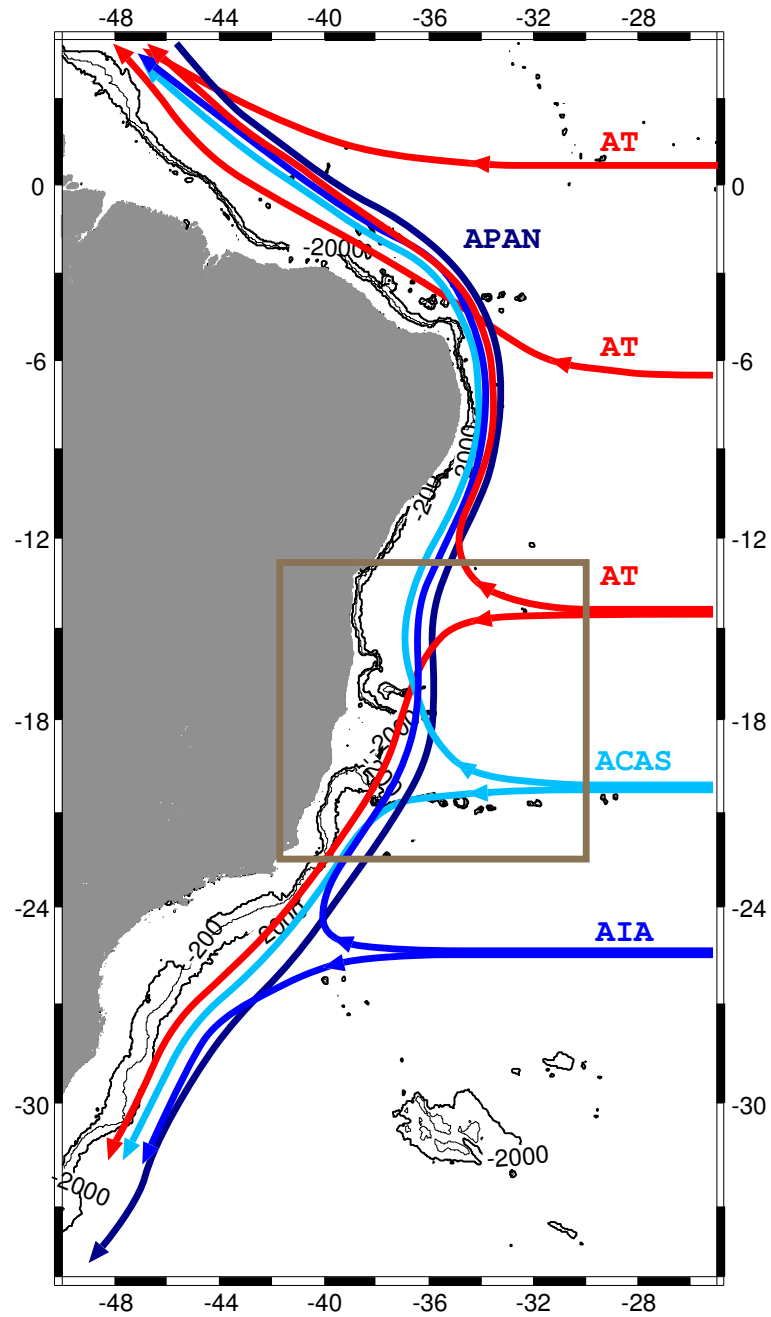


Figura 1.2: Padrão esquemático da circulação do Atlântico Sul ocidental, com destaque para a área de estudo. Adaptada de *Fernandes* [2005].

é a contra-corrente de nível intermediário. As únicas observações diretas de perfis de corrente na área foram realizadas por *Evans et al.* [1983] entre os canais central e interno da CVT. Tais perfilagens confirmam a estrutura de correntes apresentada na Figura 1.2.

*Silveira et al.* [2004] reanalisando as perfilagens de velocidades de *Evans & Signorini* [1985] na Bacia de Campos concluíram que o escoamento médio do sistema CB-CCI é predominantemente (75 – 80%) baroclínico, e que a componente barotrópica das velocidades não ultrapassa  $0,05 \text{ m s}^{-1}$  no talude superior. Mais recentemente, a análise da composição modal de uma série temporal de dados correntográficos de um fundeio na Bacia de Campos também confirmaram o caráter predominantemente baroclínico do jato CB-CCI, sendo o 1º modo dinâmico responsável por 84% da estrutura vertical observada [*Silveira*, 2006]. O padrão vertical das correntes entre o BRC e a CVT é bem mais complexo que aquele descrito por *Silveira* [2006] dentro da Bacia de Campos, onde devido a existência do Platô de São Paulo a CCP encontra-se deslocada para o oceano aberto.

A declividade mais abrupta ao norte da CVT, permite que a CB, SNB e CCP estejam superpostas ao longo da coluna de água e duas claras inversões de sentido no escoamento são notados na vertical. É possível, portanto, que o sistema CB-SNB-CCP possua uma estrutura modal mais complexa que a investigada por *Silveira et al.* [2004] e *Silveira* [2006].

## 1.4 Variabilidade de Meso Escala

Nesta seção será abordada a atividade de meso-escala do sistema de correntes de contorno na região dos Abrolhos, principalmente da CB. O termo atividade de meso-escala aqui se refere aos meandramentos e vórtices da CB, tanto ciclônicos como anti-ciclônicos.

A principal feição de meso-escala observada na região é o chamado Vórtice de Vitória (VV) (Figura 1.6), um vórtice ciclônico associado à CB, frequentemente observado em torno da latitude de  $20,5^\circ\text{S}$ , ao largo da cidade de Vitória - ES, imediatamente ao sul do BA e da CVT e descrito originalmente por *Schmid et al.* [1995] com uma combinação de dados hidrográficos, de flutuadores e imagens AVHRR de tempe-



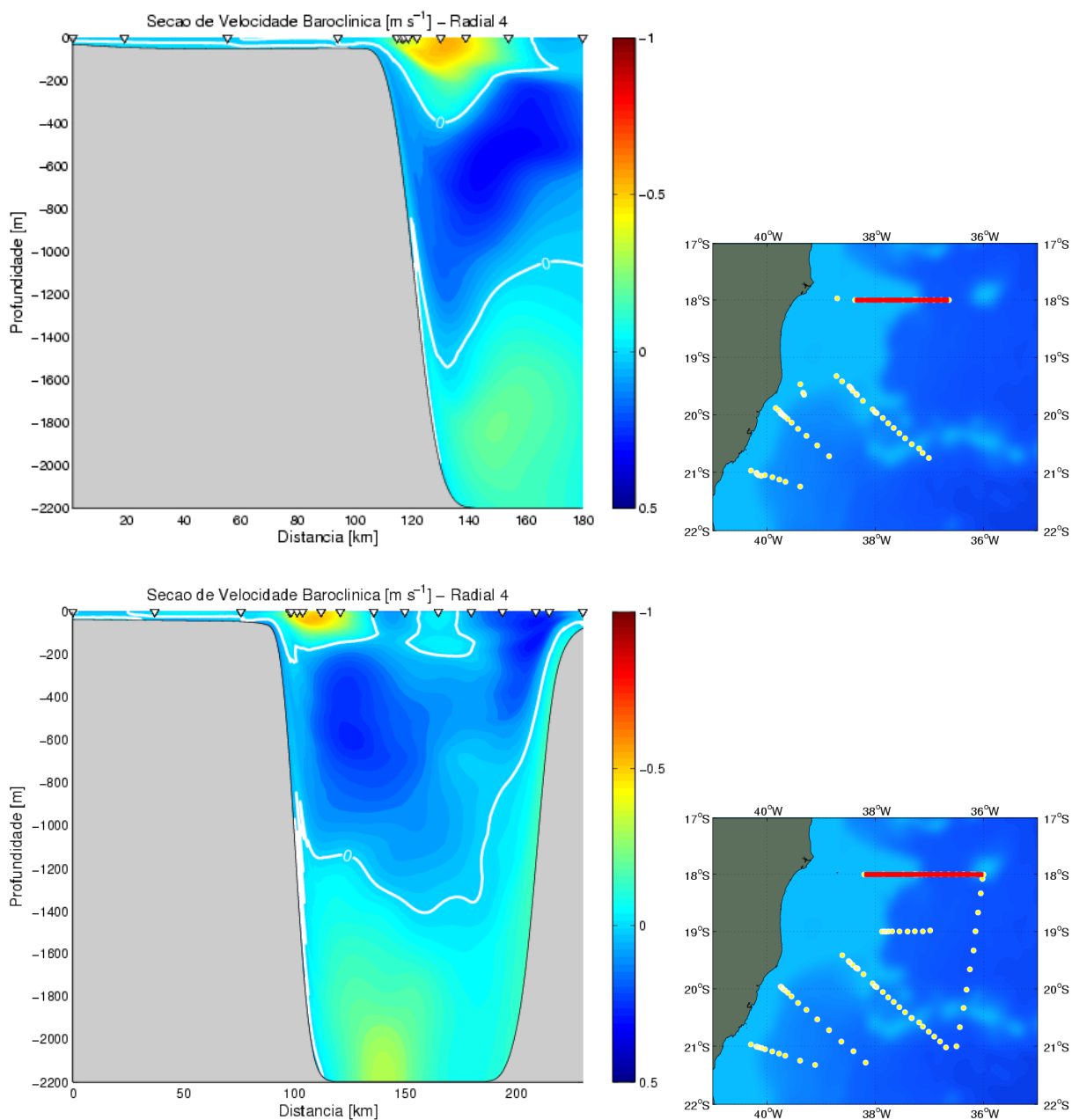


Figura 1.3: Painel superior: seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para a Radial 4 do Cruzeiro Abrolhos I (Inverno, 2004), localizada entre o BA e o monte Hot Spur. Painel inferior: seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para a Radial 4 do Cruzeiro Abrolhos II (Verão, 2005), localizada entre o BA e o monte Hot Spur. O mapa ao lado de cada painel mostra a localização da seção. De acordo com *Silveira et al.* [2006].

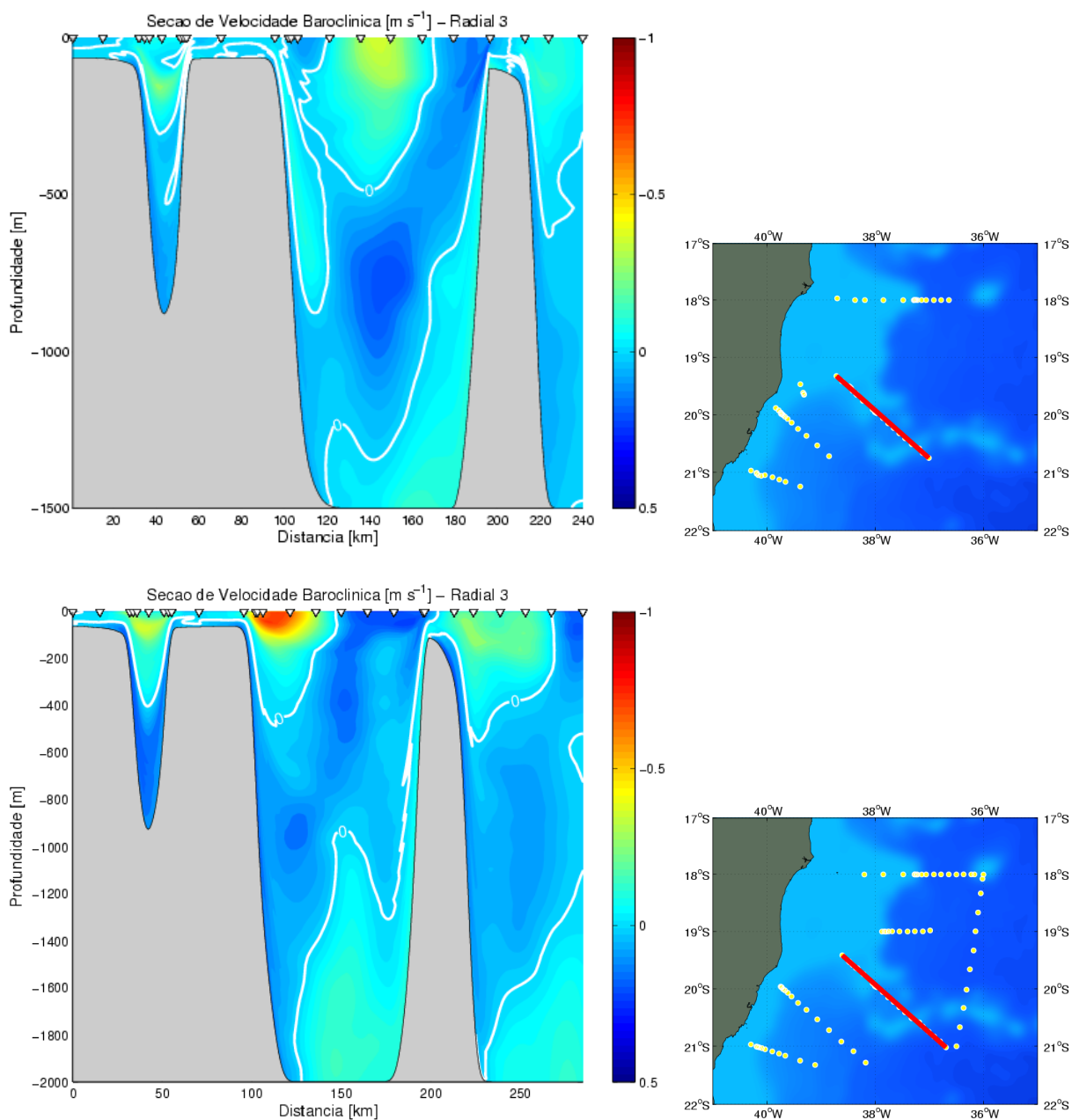


Figura 1.4: Painel superior: seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para a Radial 3 do Cruzeiro Abrolhos I (Inverno, 2004), realizada ao longo dos canais da CVT. Painel inferior: seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para a Radial 3 do Cruzeiro Abrolhos II (Verão, 2005), realizada ao longo dos canais da CVT. O mapa ao lado de cada painel mostra a localização da seção. De acordo com *Silveira et al.* [2006].

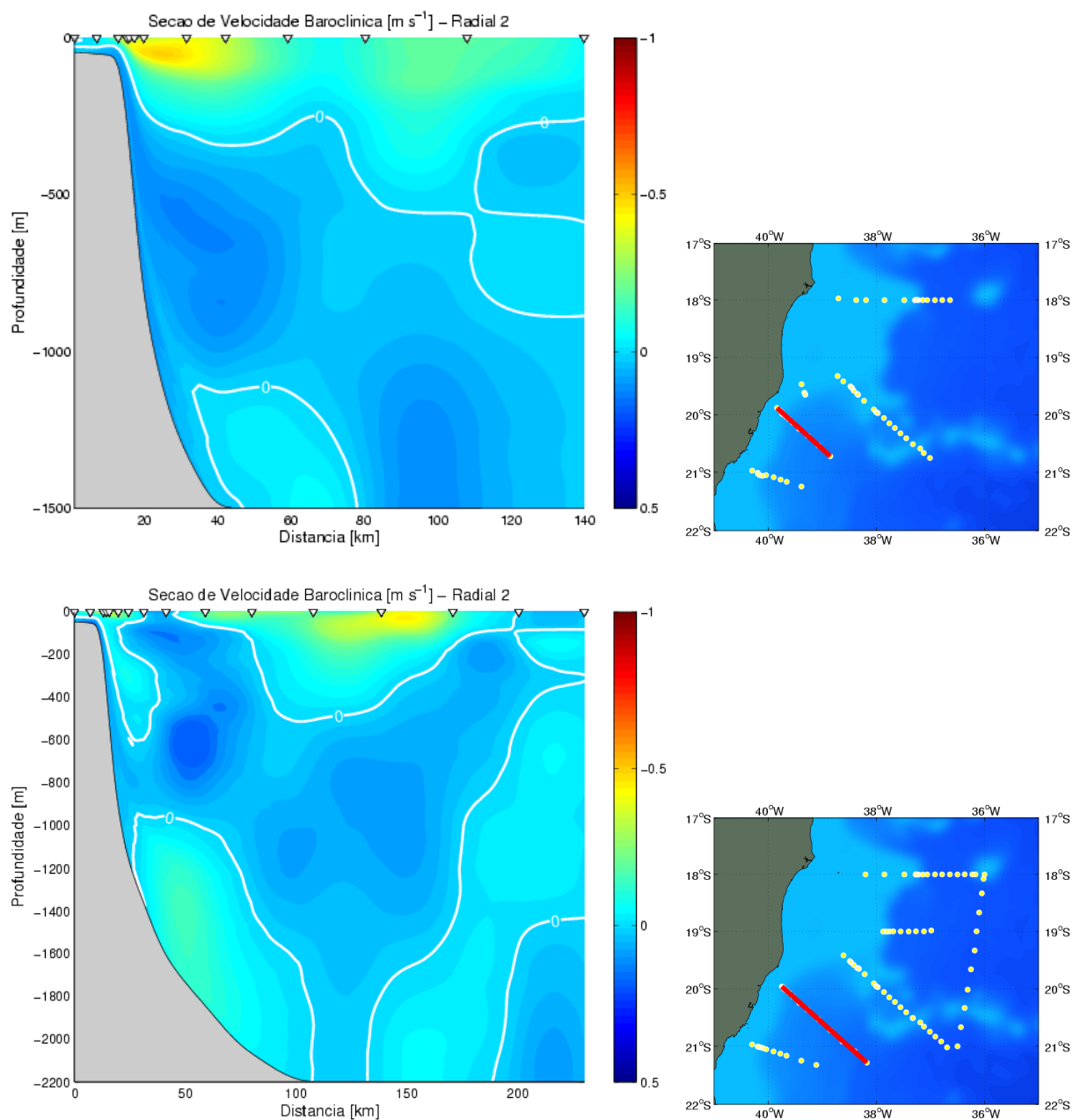


Figura 1.5: Painel superior: seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para a Radial 2 do Cruzeiro Abrolhos I (Inverno, 2004), localizada na Embaiamento do Espírito Santo. Painel inferior: seção vertical de velocidade baroclínica absoluta para a Radial 2 do Cruzeiro Abrolhos II (Verão, 2005), localizada no Embaiamento do Espírito Santo. O mapa ao lado de cada painel mostra a localização da seção. De acordo com *Silveira et al.* [2006].

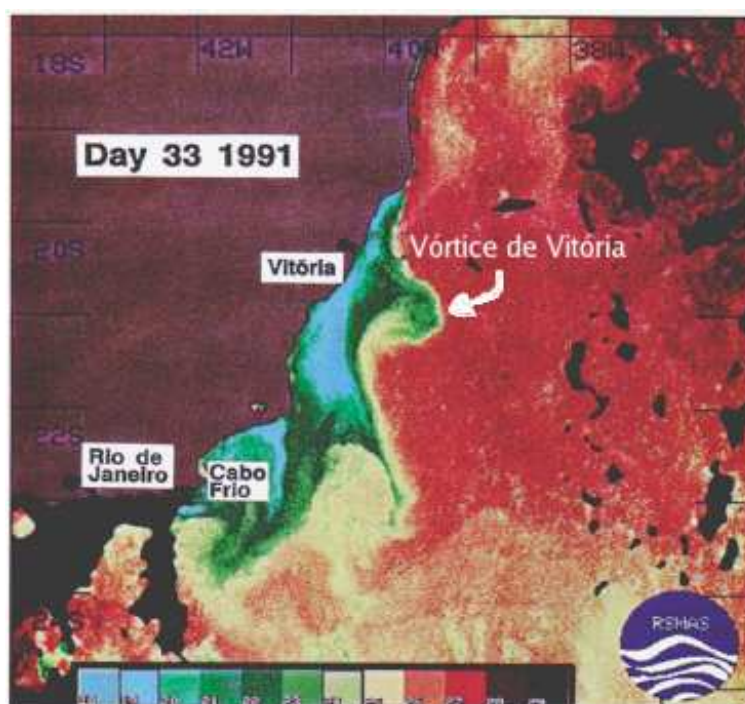


Figura 1.6: Imagem AVHRR de TSM do Vórtice de Vitória, adaptada de *Schmid et al.* [1995].

ratura superficial do mar (TSM) coletados no verão de 1991. Outras feições, tais como um anticiclone adjacente ao BA [De Paula *et al.*, 2004; Silveira *et al.*, 2006] não serão abordados diretamente neste trabalho, visto que, devido à escassez de dados, pouco se conhece sobre essas estruturas.

De acordo com *Schmid et al.* [1995], o VV tem aproximadamente 100 km de diâmetro quando estimado pelos derivadores, mas quando considerada a definição de vórtice como um corpo sólido em rotação, o diâmetro do VV reduz para 50 - 60 km, consistente com as estimativas feitas a partir dos dados hidrográficos. Utilizando o método dinâmico com nível de referência em 1200 dbar, os autores estimaram a estrutura vertical das velocidades geostróficas do VV e constataram que este estende-se até os 400 m de profundidade (Figura 1.7). O entranhamento de uma lente de água mais fria e menos salina de origem costeira nas camadas superficiais do núcleo do VV levou os autores a sugerirem que a gênese do vórtice estaria ligada a eventos de ressurgência na plataforma continental da Embaiamento do Espírito Santo, comuns nesta época do ano. Ainda de acordo com mesmos autores, os dados dos derivadores apontam para uma translação do VV em direção ao norte-nordeste nas duas primeiras semanas de amostragem. Posteriormente, o vórtice não teria conseguido ultrapassar a CVT e então

se propagou para sul.

*Gaeta et al.* [1999] também detectou o VV em dados coletados na mesma área no outono de 1995. O VV apresentou núcleo frio de aproximadamente 50 km de diâmetro estimado a partir de mapas hidrográficos, consistente com as estimativas anteriores de *Schmid et al.* [1995]. A maior concentração de nutrientes, nitrato e fosfato, no interior do vórtice, relativo às águas oligotróficas ao redor, confirmaram a importância desta feição para a produtividade biológica local, sendo uma fonte significativa de nutrientes para o aumento da produtividade primária. O fato de terem amostrado o VV em uma época do ano pouco favorável à ressurgência costeira e a ausência desta na hidrografia, levaram estes autores a sugerirem que VV seria uma feição permanente da área e possivelmente gerada pela interação da CB com a topografia da CVT, em contra ponto a hipótese sugerida por *Schmid et al.* [1995].

*Silveira et al.* [2006] ao publicarem dados hidrográficos coletados no Inverno de 2004 e no Verão de 2005, confirmaram que o VV não se trata de uma feição permanente ou estacionária da região, visto que nenhum vórtice foi amostrado na malha de alta resolução do cruzeiro de Inverno (Figura 1.5, painel superior). Já no cruzeiro de Verão, um vórtice ciclônico de aproximadamente 120 km de diâmetro e com as mesmas características hidrográficas do VV foi amostrado no mesmo lugar (Figuras 1.5 e 1.8). Portanto, concluíram os autores, o VV trata-se de um vórtice frontal da CB e depende da dinâmica do sistema de correntes de contorno oeste como um todo. Uma importante questão que permanece é quais seriam então, os processos de formação e crescimento desses vórtices e qual ou quais seriam os gatilhos para que eles ocorram.

A ocorrência de meandros e vórtices da CB ao longo da costa brasileira vem sendo descrita e estudada desde a década de 70 [*Mascarenhas et al.*, 1971]. Na costa sudeste, são bem conhecidos dois sitios de recorrente formação de vórtices, o Cabo Frio (23°S) e o cabo de São Tomé (22°S). Meandros e vórtices também foram reportados na chamada Bacia de Santos, localizada imediatamente ao sul do Cabo Frio [*Signorini*, 1978; *Garfield*, 1990].

*Campos et al.* [1995], usando de argumentos de conservação de vorticidade potencial, propôs que a brusca mudança na orientação da linha de costa nos entornos do Cabo Frio seria o mecanismo responsável pela formação do Vórtice de Cabo Frio e a

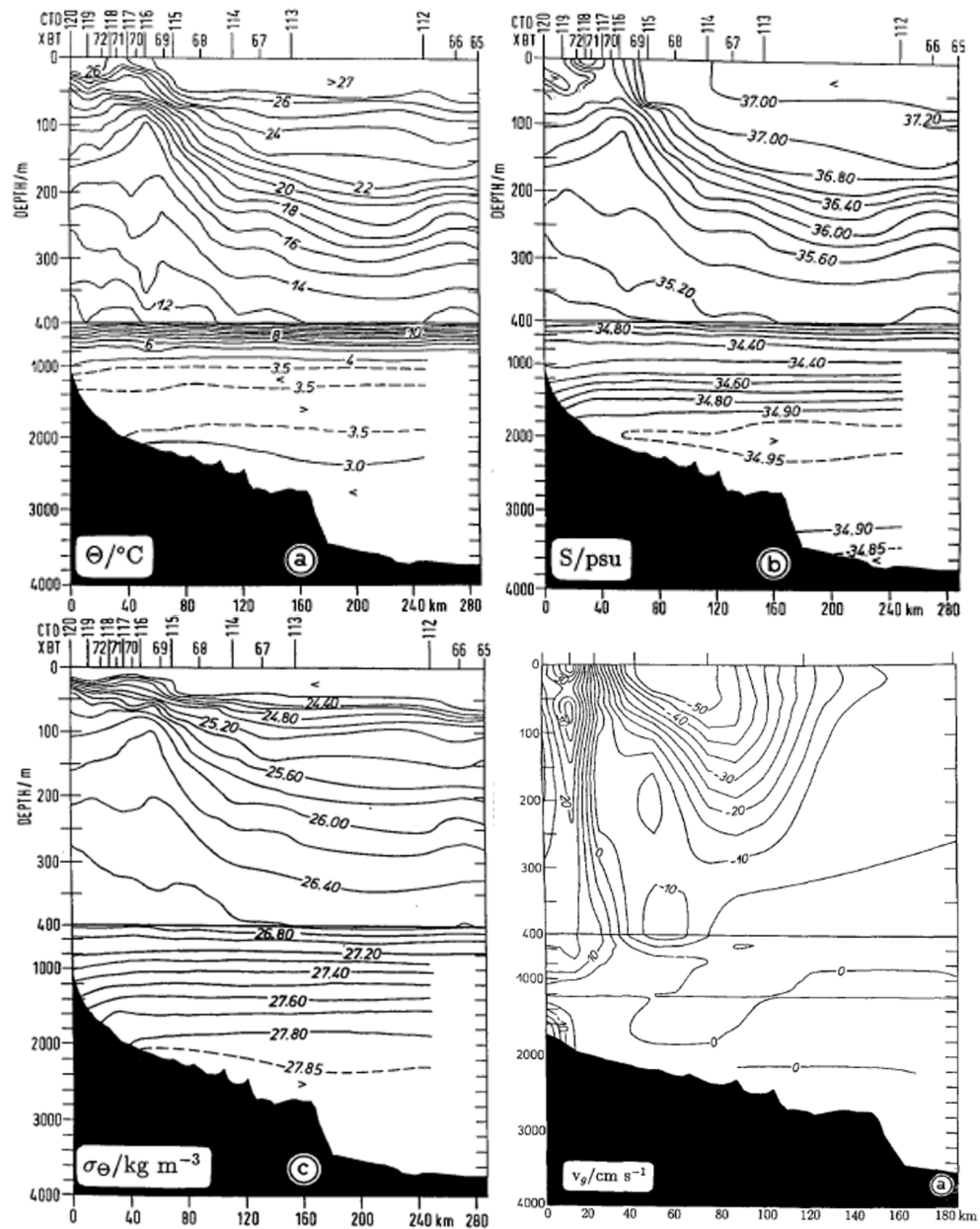


Figura 1.7: Seções verticais de temperatura potencial  $\Theta$ , salinidade  $S$ , densidade potencial  $\sigma_{\theta}$  e velocidade geostrófica baroclínica do Vórtice de Vitória, adaptada de Schmid *et al.* [1995].

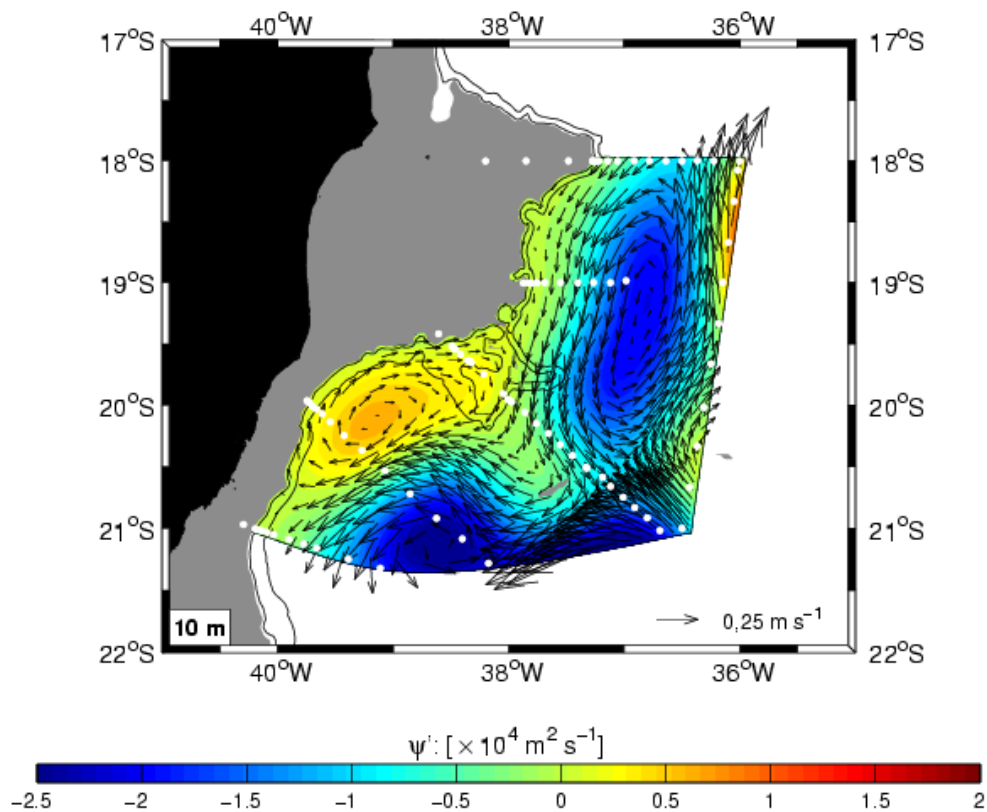


Figura 1.8: Função de corrente geostrófica calculada com os dados hidrográficos do Cruzeiro Abrolhos II para a profundidade de  $10 \text{ m}$ , adaptado de *Silveira et al.* [2006]. Os pontos brancos marcam a localização das estações do Cruzeiro Abrolhos II, verão.

consequente propagação das ondas topográficas para o interior da Bacia de Santos. Esta hipótese propõe a mudança na geometria da margem continental como o gatilho para a formação dos vórtices, mas não explica o crescimento destes.

Uma hipótese para explicar o crescimento dos vórtices da CB, formulada por *Silveira* [2006] é a de que estes seriam parte de um trem de ondas de vorticidade instáveis e muito lentas, causadas pelo cisalhamento vertical do sistema de correntes de contorno oeste ao largo da costa sudeste (Figura 1.9). Este cisalhamento vertical, evidente em seções e fundeios na Bacia de Campos [*Lima*, 1997; *Silveira*, 2006], satisfaz as condições necessárias, mas não suficientes, para que instabilidade baroclínica ocorra, segundo a teoria linear da estabilidade de jatos geofísicos [*Pedlosky*, 1987; *Fernandes*, 2001]. Para corroborar essa hipótese, o autor apresentou os resultados de um modelo unidimensional e linear de instabilidade embasado na formulação de *Johns* [1988]. O modelo utiliza o perfil médio de velocidades obtidas a partir da análise em fundeio correntográfico à latitude de 22,7°S para calcular comprimentos e velocidade de fase de ondas instáveis.

Os resultados do modelo de instabilidade indicam que ondas com comprimentos entre 200 e 350 km são as mais instáveis, com taxas de crescimento entre 0,04 e 0,06 dia<sup>-1</sup> e estas ondas também são de caráter quase-estacionário, pois apresentam baixas velocidades de fase. A onda mais instável por exemplo, de 258 km de comprimento, propaga fase a  $\sim 0,02 \text{ m s}^{-1}$ . Estes comprimentos de onda são muito similares aos obtidos por *Silveira* [2006] ao analisarem a variabilidade espacial da frente térmica da CB com um conjunto de imagens AVHRR de TSM. O comportamento quase-estacionário das ondas concorda com as observações pretéritas de *Garfield* [1990] e *Schmid et al.* [1995] para o VV. Ademais, a estrutura vertical do modo teórico mais instável está em excelente acordo com a estrutura vertical das velocidades totais para análise de Funções Ortogonais Empíricas (FOE) da série de anomalias dos dados do fundeio correntográfico da região. Ambas apresentaram um forte atenuamento das amplitudes com o aumento da profundidade (Figura 1.10). Estas medições trazem uma informação importante acerca da estrutura vertical observada dos vórtices. Nestes vórtices, a componente barotrópica tem um papel importante de mascarar a amplitude do 1º modo baroclínico no domínio da CCI.

O processo de instabilidade modelado analiticamente por *Silveira* [2006] é um me-



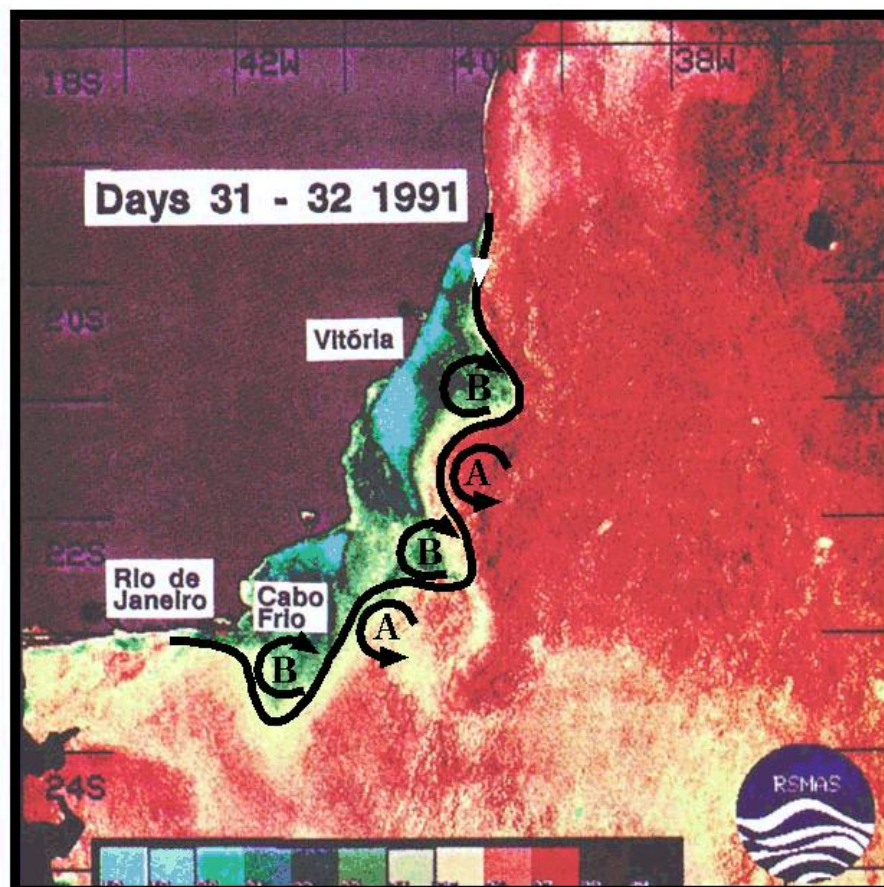


Figura 1.9: Imagem AVHRR de TSM da área oceânica adjacente ao sudeste brasileiro, extraída de Schmid *et al.* [1995]. As edições realizadas por Silveira [2006], destacam o caráter de onda de vorticidade da CB meandrante, com alternância de ciclones (cavados, núcleos frios) e anticiclones (cristas, núcleos quentes).

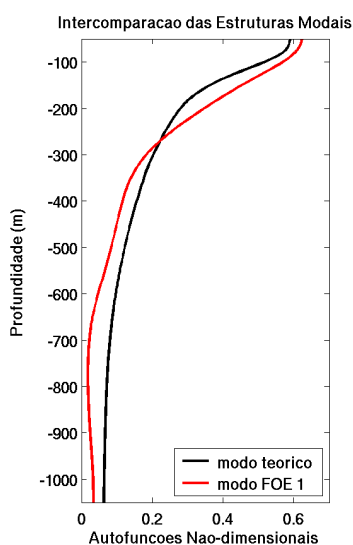


Figura 1.10: Comparação entre as estruturas verticais do modo teórico associado a onda de 266 km (curva negra) e a estrutura vertical do modo FOE 1 das anomalias de velocidade observada do fundeio (curva vermelha). De acordo com *Silveira* [2006].

canismo que proporciona o crescimento da amplitude de perturbações com um comprimento característico através da drenagem de energia potencial do sistema pelas perturbações. A questão que procede então, é o que poderia gerar perturbações no sistema de correntes nestas escalas espaciais?

Levanta-se aqui então a hipótese de que o BA e o BRC, os quais possuem comprimentos na faixa das ondas mais instáveis ( $\sim 300$  e  $\sim 100$  km, respectivamente) atuem como gatilho para que os vórtices observados se formem e cresçam via um processo de instabilidade baroclínica.

O modelo de *Silveira* [2006] inclui o efeito do gradiente topográfico através de uma inclinação linear do talude, escalada pelo número de Rossby. A exploração da influência da geometria da margem continental no desenvolvimento das instabilidades, crescimento e isolamento dos meandros e vórtices nem pôde nem foi contemplado por este tipo de estudo. Porém, a análise conduzida parece reproduzir a escala espacial preferencial dos meandros instáveis do sistema CB-CCI na Baía de Campos. Há ainda outras formulações para o processo de instabilidade, não somente temporal, mas espacial também. A instabilidade barotrópica, ou de cisalhamento horizontal, não deve ser descartada como um possível mecanismo de crescimento dos vórtices da CB, já que

a forma média de jato desta satisfaz as condições necessárias para que a instabilidade barotrópica ocorra via teorema de Rayleigh [*Cushman-Roisin, 1994*].

O papel do gradiente topográfico perpendicular à frente das correntes, nas instabilidades e meandros da Corrente do Golfo (CG) foi estudado por *Xue & Mellor [1993]* através um modelo espectral linearizado. Os autores concluem que o gradiente topográfico reduz a taxa de crescimento e aumenta a velocidade de fase do modo mais instável, portanto o talude continental exerce um papel estabilizador na CG. Ao empregar um gradiente topográfico similar ao encontrado nos entornos da Elevação de Charleston, uma feição geomorfológica na costa leste dos Estados Unidos similar ao BA, o modelo produz modos intáveis com comprimentos de onda maiores e velocidades de fase menores do que as soluções obtidas com gradiente topográfico da região à montante da Elevação de Charleston. *Oey [1988]*, com o uso de um modelo tri-dimensional de camadas não linear, demonstrou que a Elevação de Charleston favoreceria o crescimento de perturbações aumentando localmente a energia potencial disponível (ou perturbada), o tipo de energia que “alimenta” a instabilidade baroclínica. *Oey et al. [1992]*, em um estudo idealizado da interação CG-Elevação de Charleston com o modelo da Universidade de Princeton (POM), detectou variabilidade na CG modelada tanto à jusante como a montante da Elevação de Charleston. Os meandros simulados pelos autores à montante estariam relacionados a ondas topográficas excitadas pela Elevação de Charleston, enquanto que a jusante à processos de instabilidade.

Segundo *Miller & Lee [1995]*, os meandros da CG na região chamada South Atlantic Bight são ondas instáveis com período característico de  $\sim 6$  dias e do tipo mista, ou seja com instabilidade baroclínica e barotrópica contribuindo aproximadamente igualmente ao longo da evolução das perturbações. Para sustentar seus argumentos, *Miller & Lee [1995]* analisam o balanço de energia de uma CG explicitamente perturbada simulada com o modelo POM, mas seus cálculos de conversão de energia são apresentados de forma integrada no domínio. *Xue & Bane [1997]* empregando cálculos similares em um modelo da CG não perturbada explicitamente, demonstraram que os meandros ciclônicos do lado costeiro da CG são baroclínicamente instáveis e que meandros anticiclônicos do lado oceânico são instabilidades mistas. Os vórtices da CB, como o VV, seriam feições análogas aos meandros do lado costeiro da CG.

Simulações numéricas de processos de meso-escala do sistema CB-CCI ao largo do sudeste brasileiro foram realizados por *Calado* [2001, 2006]. Nestes experimentos, de caráter regional, o desenvolvimento, crescimento e separação dos vórtices foram obtidos. Em particular, *Calado* [2006] quantificou as conversões de energia e mostrou ser a conversão baroclínica a dominante na região entre os Cabos de São Tomé e Frio.

Face ao exposto acima, urge que estudos sejam realizados acerca da formação e crescimento de vórtices e instabilidades do sistema de correntes de contorno oeste ao largo da costa leste do Brasil, bem como avaliar o efeito das feições topográficas, tais como o BA e o BRC e quanto da variabilidade observada pode ser explicada através desta dinâmica.

## 1.5 Objetivos

Motivados pela importância do VV para a circulação regional, a dinâmica e biologia da região de Abrolhos e Embaiamento do Espírito Santo, este trabalho visa estudar o desenvolvimento de vórtices e instabilidades de um sistema de correntes de contorno oeste similar ao observado ao largo da costa leste brasileira através de simulações com configurações de escoamento e topografia idealizadas, utilizando um modelo oceânico numérico tridimensional e não linear. Buscamos responder o quão instável é o sistema de correntes e qual o papel da topografia, particularmente do BA e BRC na formação e crescimento de vórtices.

Para atender o objetivo central, definimos os seguintes objetivos específicos:

- Determinar qualitativamente a estrutura espacial das possíveis ondas e vórtices simulados, comparando com as observações disponíveis.
- Caracterizar o processo de instabilidade dominante ao largo da costa leste brasileira.
- Identificar o papel do BA e BRC na estabilidade do sistema de correntes.

# Capítulo 2

## Metodologia

### 2.1 Preâmbulo

A fim de atender aos objetivos desta dissertação, a metodologia consiste na realização de estudos de processos dinâmicos para compreender a influência dos BRC e BA no sistema de correntes de contorno. Para tanto, o Modelo Oceânico da Universidade de Princeton (POM) em sua versão tri-dimensional será utilizado.

Busca-se isolar o efeito dos bancos na estabilidade do sistema de correntes de contorno oeste. Assim, a topografia implementada nesta versão regional do POM é idealizada. A estrutura vertical do sistema de correntes e a estrutura de massa nos campos iniciais são aproximadas analiticamente e assumidas em balanço puramente geostrófico.

São realizados três experimentos numéricos. O Experimento 1 simula a resposta de um sistema de correntes puramente baroclínicas fluindo sobre uma topografia uniforme meridionalmente, não há, portanto, a presença de expansões da plataforma continental que configurem os bancos. A baroclinicidade do sistema foi inferida baseada nas observações efetuadas durante o Cruzeiro Abrolhos II (Figura 1.3, painel inferior). Já o Experimento 2 explora os efeitos dinâmicos da adição de uma componente barotrópica, ainda que aparentemente não realística para o problema em questão, ao sistema de correntes baroclínicas, utilizando a mesma configuração topográfica do Experimento 1. Finalmente, o Experimento 3 simula a interação do sistema puramente baroclínico com topografia contendo os dois bancos aproximados por forma gaussiana.

A aplicação do POM passa pela elaboração de uma grade numérica que possui uma topografia analítica ajustada em termos de mínimos quadrados à topografia real, a fim de reter na geometria do modelo as características reais do gradiente topográfico (inclinação do talude), comprimento (meridional) e expansão da plataforma (amplitude) devido ao BA e ao BRC.

Os campos iniciais de temperatura potencial e salinidade são construídos a partir de um modelo paramétrico seguindo a metodologia de *Schmidt et al.* [2007] e *Fernandes* [2005]. Os campos de velocidade e elevação da superfície livre (ESL) para o modelo são obtidos através de simulações diagnósticas com o mesmo. Após a simulação diagnóstica, o modelo é liberado no modo prognóstico e a interação completa das correntes e a topografia pode ser simulada e investigada.

Nas saídas dessas simulações prognósticas são realizados os cálculos de partição e taxa de conversão de energia para a análise da instabilidade geofísica, utilizando o método de *Xue & Bane* [1997].

Todas essas etapas serão detalhadas nas seções a seguir.

## 2.2 Implementação do Modelo

Esta seção descreve a implementação do POM para a região oceânica ao largo do BA. O POM é um modelo de equações primitivas em coordenada sigma, tri-dimensional e não linear. O modelo possui um sub-modelo de fechamento turbulento para reproduzir mais realisticamente os efeitos do atrito vertical e a dinâmica das camadas de Ekman de superfície e fundo. Aplicações regionais do POM vêm sendo utilizadas com sucesso para simular a variabilidade de meso-escala em diversas regiões do globo para outros sistemas de correntes de contorno oeste [*Miller & Lee*, 1995; *Xue & Bane*, 1997; *James et al.*, 1999]. Maiores detalhes sobre o modelo POM podem ser encontradas em *Blumberg & Mellor* [1987], *Mellor & Yamada* [1992] e *Mellor* [1998].

A coordenada sigma, que o POM usa na integração das equações hidrodinâmicas primitivas é definida por:

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, \quad (2.1)$$

onde  $\eta$  é a ESL e H a profundidade local de repouso.

Será utilizada neste trabalho, a usual convenção em oceanografia física onde  $x$  e  $u$  representam distância e velocidade zonais e  $y$  e  $v$  representam a distância e velocidade meridionais.

### 2.2.1 Domínio e Geometria do Modelo

O domínio do modelo para a região de estudo é um canal meridional de 2000 km de comprimento ( $y$ ) e 700 km de largura ( $x$ ) centrado na latitude de 18°S. Alta resolução horizontal e vertical são empregadas para minimizar os erros no gradiente de pressão baroclínico decorrentes do uso de coordenadas sigma [Mellor *et al.*, 1994]. A grade regular utiliza  $\Delta x = 3$  km e  $\Delta y = 5$  km e 31 níveis verticais. Para satisfazer a condição de estabilidade numérica de Courant-Friedrichs-Levy (CFL), usou-se passo de tempo externo igual a 5 s e passo de tempo interno a 150 s.

#### Perfil Topográfico do Modelo

O talude continental é aproximado por uma tangente hiperbólica. No caso de uma seção zonal, a topografia é dada por:

$$H(x) = -L_z \tanh\left(\frac{x - x_0}{L_x}\right) + z_0 \quad (2.2)$$

onde  $L_z = \frac{(h_r - h_p)}{2}$  é a semi-altura vertical da tangente hiperbólica,  $L_x$  é a semi-largura horizontal,  $x_0$  é posição horizontal do centro da tangente ou da quebra de plataforma,  $z_0 = \frac{(h_r + h_p)}{2}$  é a posição vertical do centro,  $h_p = 80$  m é a profundidade da quebra de plataforma e  $h_r = 1750$  m, metade da profundidade máxima do modelo de 3500 m. A Figura 2.1 mostra uma seção zonal da topografia juntamente com a resolução vertical empregada.

A plataforma continental do modelo têm profundidade  $h_p$  e largura  $x_0 = 35$  km, médias de valores típicos da região dos entornos dos bancos [Castro & Miranda, 1998]. Os valores dos parâmetros  $L_x$  e  $L_z$  foram escolhidos de maneira que o talude do modelo respeitasse a inclinação média da região, descrita por Zembruski [1979]. O perfil topográfico do modelo é, portanto, constante em todo o domínio.

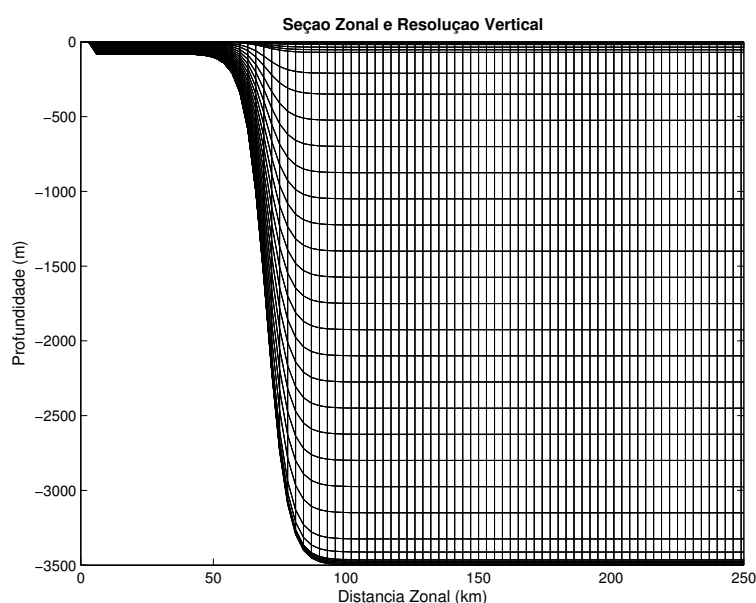


Figura 2.1: Seção vertical da topografia de fundo e a resolução e distribuição dos níveis sigma empregada no modelo.

### Os Bancos de Abrolhos e Royal Charlotte

Os bancos do modelo são expansões da plataforma continental aproximados por gaussianas ajustadas por mínimos quadrados aos BA e BRC reais:

$$\xi(y) = x_p + A_{RC} \exp\left[-\frac{(y-y_{RC})^2}{L_{RC}^2}\right] + A_{BA} \exp\left[-\frac{(y-y_{BA})^2}{L_{BA}^2}\right] \quad (2.3)$$

onde  $\xi$  é a posição da quebra de plataforma e  $x_p = 35$  km é a largura da plataforma. Os parâmetros  $y_{RC}$  e  $y_{AB}$  são as posições do centro, enquanto  $L_{RC}$  e  $L_{BA}$  são a meia largura e  $A_{RC}$  e  $A_{BA}$  são as amplitudes do BRC e BA, respectivamente, obtidos pelo ajuste. Para realizar o ajuste foi utilizado a distância da isobáta de 80 m da costa, calculada a partir de dados batimétricos do base ETOPO 2 (Figura 2.2). As posições  $y_{RC}$  e  $y_{BA}$  são escolhidas de modo a posicionar os bancos no terço central do domínio. A Tabela 2.1 resume os valores usados nos parâmetros acima. Note que o valor de  $L_{RC}$  foi aumentado de 48 para 80 km e o valor de  $L_{BA}$  foi diminuído de 150 para 120 km, para que o gradiente zonal de  $H$  fosse constante ao longo de  $y$ .

A Figura 2.3 mostra a grade do modelo e as duas topografias de fundo utilizadas.



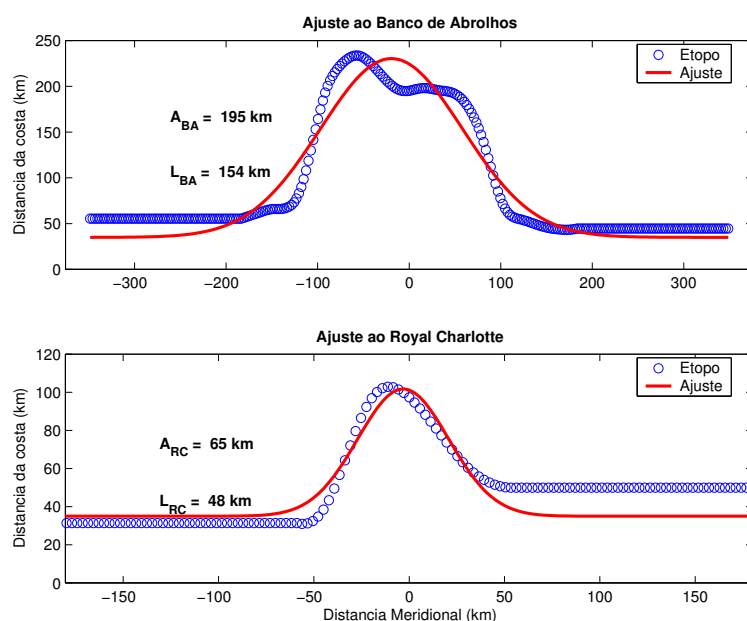


Figura 2.2: Ajuste gaussiano realizado no BA (painel superior) e BRC (painel inferior) extraídos do conjunto de dados batimétricos ETOPO 2 e os respectivos valores de amplitude e meia largura.

Tabela 2.1: Parâmetros da topografia analítica

Parâmetro	Topografia sem Bancos	Topografia com Bancos
$L_z$	-835 m	-835 m
$L_x$	8 km	8 km
$x_0$	35 km	$\xi(y)$ km
$A_{RC}$	0 km	65 km
$A_{BA}$	0 km	195 km
$y_{RC}$	0 km	1285 km
$y_{BA}$	0 km	855 km
$L_{RC}$	0 km	80 km
$L_{BA}$	0 km	120 km

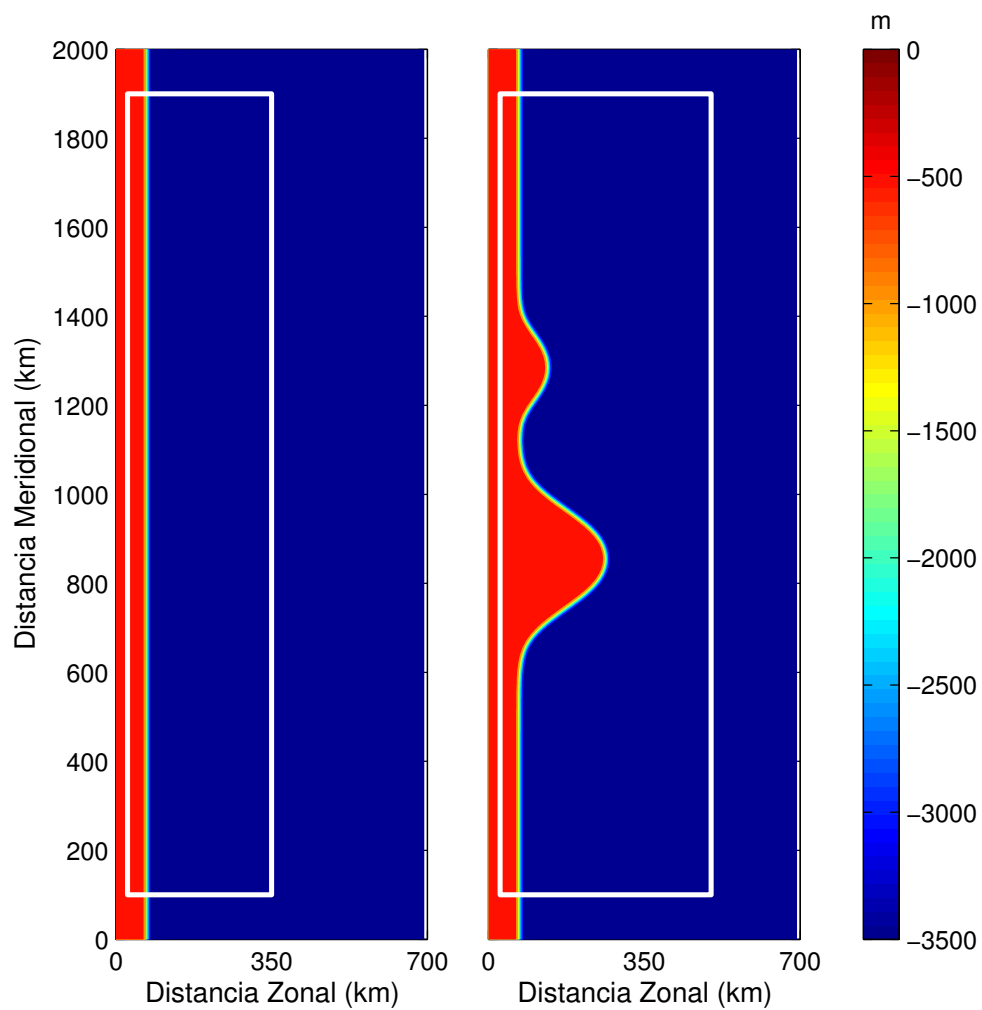


Figura 2.3: Domínio e topografia de fundo do modelo. O retângulo branco marca o subdomínio onde foi calculado o balanço de energia.

## 2.2.2 Campos Iniciais

O campo inicial de massa é construído analiticamente a partir de um modelo paramétrico do sistema de correntes. O modelo paramétrico (MP) ou modelo de feição (MF) é uma técnica que permite representar analiticamente a estrutura de velocidades e termohalina de feições sinóticas relevantes à dinâmica de uma região particular. Posteriormente, esses MFs são fusionados a uma climatologia apropriada e usados na inicialização de modelos numéricos preditivos ou para estudos de processos regionais [Gangopadhyay & Robinson, 2002; Calado et al., 2006]. Neste trabalho, combinamos o conhecimento observacional recente de *Silveira et al.* [2006] sobre o sistema de correntes apresentado no Capítulo 1, com o modelo paramétrico desenvolvido por *Schmidt et al.* [2007].

### Estrutura Seccional de Velocidades

A seção de velocidades totais paralela à isobáta de 80 m (profundidade da quebra de plataforma) é parametrizada pela equação

$$V(x, z) = V_{CB}(x, z) + V_{SNB}(x, z) + V_{CCP}(x, z) \quad (2.4)$$

onde  $V_{CB}$ ,  $V_{SNB}$ ,  $V_{CCP}$  são as estruturas da CB, SNB e CCP respectivamente e definadas como:

$$V_{CB,SNB,CCP}(x, z) = V_0 \exp \left[ - \left( \frac{x - x_f}{l_h} \right)^2 - \left( \frac{z - z_f}{l_v} \right)^2 \right] \quad (2.5)$$

sendo que,

$$\begin{cases} l_h = l_c & \text{se } x \leq x_f \\ l_v = l_s & \text{se } z \geq z_f \\ l_h = l_o & \text{se } x > x_f \\ l_v = l_i & \text{se } z < z_f \end{cases} \quad (2.6)$$

onde  $V_0$  é a velocidade máxima no núcleo da corrente,  $x_f$  é a posição horizontal (em relação à quebra de plataforma) e  $z_f$  a posição vertical do núcleo de máxima velocidade,  $l_v$  é a taxa de decréscimo da velocidade com a profundidade, (quanto maior

Tabela 2.2: Parâmetros do MP do sistema de correntes de contorno oeste

Parâmetro	CB	SNB	CCP
$V_0$	$-0,55 \text{ m s}^{-1}$	$0,65 \text{ m s}^{-1}$	$-0,15 \text{ m s}^{-1}$
$x_f$	40 km	55 km	70 km
$z_f$	0 m	-520 m	-2200 m
$l_c$	12 km	20 km	25 km
$l_o$	50 km	25 km	25 km
$l_s$	0 m	400 m	825 m
$l_i$	110 m	500 m	825 m

$l_v$  menor é a taxa de decréscimo),  $l_h$  é a taxa de decaimento horizontal. Já  $l_c$  é a largura da corrente na parte interior (costeira), e  $l_o$ , a largura da corrente na parte exterior (oceânica). Os parâmetros  $l_s$  e  $l_i$  são, respectivamente, as extensões verticais da corrente acima e abaixo do núcleo. A Tabela 2.2 apresenta os valores usados nos parâmetros do MP de velocidades para o sistema de correntes de contorno oeste ao largo de Abrolhos, calibrados com os dados de *Silveira et al.* [2006].

A Figura 2.4 apresenta a versão parametrizada da Figura 1.3, painel inferior.

### Estrutura Seccional de Massa

A seção de velocidades da Figura 2.4 não é usada na inicialização do POM. Sua assinatura geostrófica nos campos de massa o serão através da estimativa das variáveis de estado.

Assim, a seção de densidade que satisfaz o balanço geostrófico correspondente é obtida pela integral zonal ( $x$ ) da equação do vento térmico,

$$\rho(x, z) = \rho(0, z) - \frac{f_0 \rho_0}{g} \int_0^L \frac{\partial V}{\partial z} dx, \quad (2.7)$$

onde  $\rho(0, z)$  é o estado básico da densidade,  $\rho_0$  é a densidade de referência computada como a média vertical de  $\rho(0, z)$ ,  $f_0$  é o parâmetro de Coriolis,  $g$  a aceleração da gravidade e  $L$  é a extensão da seção.  $\rho(0, z)$  é determinado a partir de ajuste a dados de densidade disponíveis para a região de estudo. Nesta aplicação, utilizou-se uma tangente hiperbólica ajustada a o perfil de densidade climatológico da área de estudo. Mais detalhes sobre a formulação do MP, vide *Schmidt et al.* [2007].

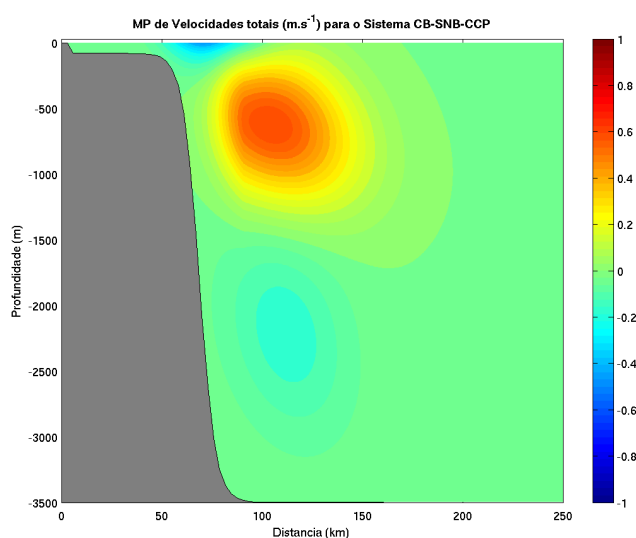


Figura 2.4: Seção vertical de velocidade total do MP para o sistema de correntes de contorno da região de Abrolhos.

Para obter o campo termohalino, necessário à inicialização do POM, empregamos a formulação de *Fernandes* [2005], na qual a seção de temperatura é obtida a partir de uma versão linearizada da equação de estado dada por

$$\rho(x, z) = \rho_0(1 + \bar{\beta}\bar{S} - \bar{\alpha}T(x, z)), \quad (2.8)$$

onde  $\bar{S}$  é uma salinidade constante igual a 35,  $T(x, z)$  é a temperatura,  $\bar{\beta} = 8,1 \times 10^{-4}$  é o coeficiente de contração halina e  $\bar{\alpha} = 1,5 \times 10^{-4}$  é o coeficiente de expansão térmica.

Rearranjando a equação 2.9, em termos de  $T$ , obtemos

$$T(x, z) = \frac{\frac{-\rho}{\rho_0} + 1 + \bar{\beta}\bar{S}}{\bar{\alpha}}. \quad (2.9)$$

Esta equação é a seção de temperatura usada na inicialização do POM.

A Figura 2.5 mostra as seções de densidade e temperatura construídas pelo MP. Vale lembrar que as seções de velocidade e densidade não são usadas diretamente no modelo numérico e, portanto, o campo de massa do modelo é função apenas da temperatura.

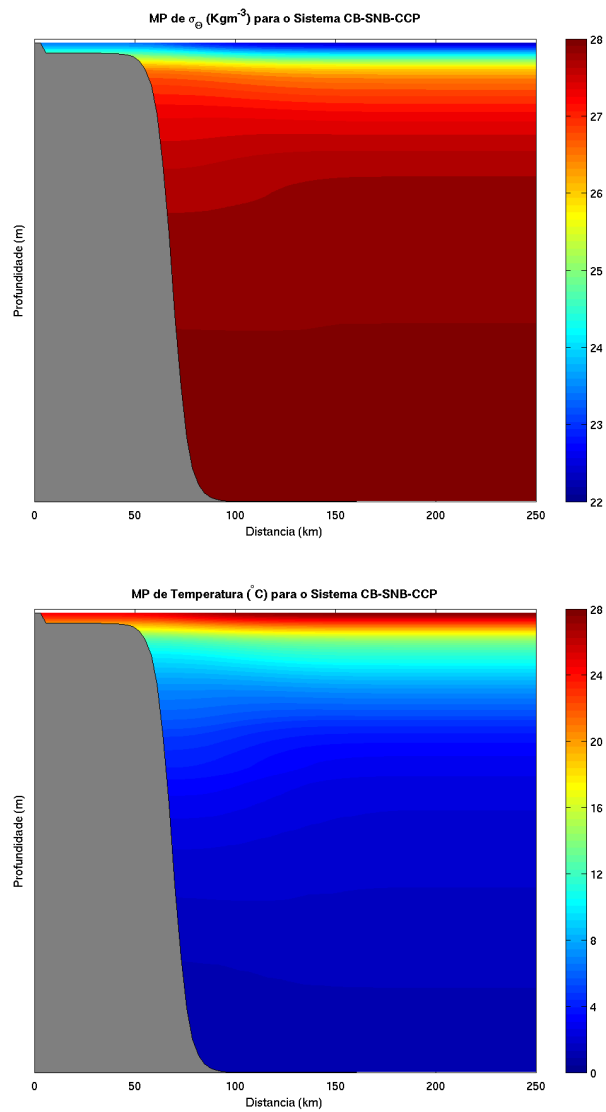


Figura 2.5: Seções verticais de densidade potencial ( $\sigma_\theta$ ) e temperatura do MP para o sistema de correntes de contorno da região de Abrolhos.

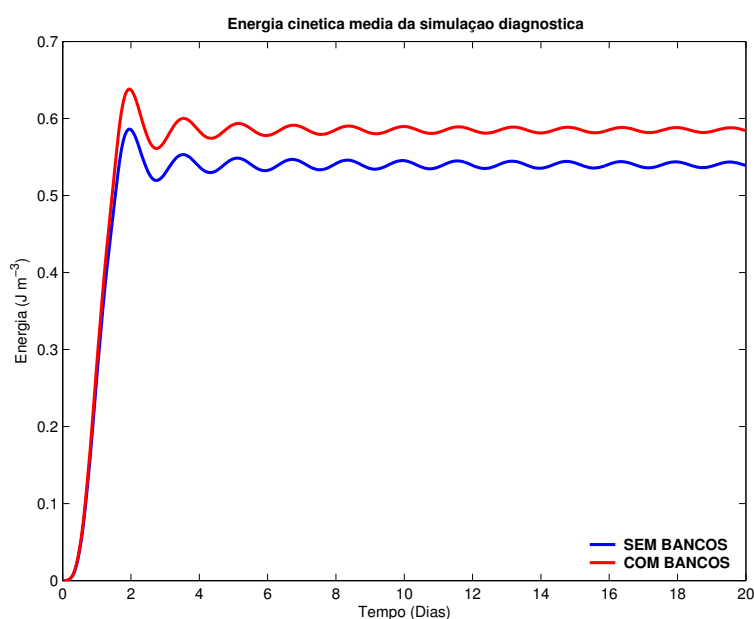


Figura 2.6: Evolução da energia cinética média das simulações diagnósticas com o domínio sem bancos (curva azul) e com os bancos (curva vermelha).

### Inicialização dos Experimentos Numéricos

O campo inicial de velocidades baroclínicas e o campo de ESL são obtidos através de simulações no chamado modo diagnóstico do POM. Esse modo não resolve as equações de conservação de sal e calor, mantendo fixo o campo de massa interno, permitindo o cálculo de velocidades baroclínicas totais e dinamicamente ajustadas à topografia [Ezer & Mellor, 1994]. O modelo diagnóstico é integrado por 20 dias, tempo suficiente para a estabilização do mesmo (Figura 2.6) e a produção de velocidades geostróficas ajustadas.

Para o Experimento 2, com uma componente barotrópica, calculamos um campo de velocidades na forma de jato gaussiano,

$$V_{BT}(x) = V_{0B} \begin{cases} e^{-\frac{(x-x_n)^2}{l_c^2}} & \text{se } x \leq x_n \\ e^{-\frac{(x-x_n)^2}{l_o^2}} & \text{se } x > x_n \end{cases} \quad (2.10)$$

onde  $V_{0B} = -0,30 \text{ m s}^{-1}$  é a velocidade máxima e  $x_n = 40 \text{ km}$  a posição do eixo do jato.  $l_c$  e  $l_o$  são as larguras de decaimento do lado costeiro e oceânico, respectivamente. Em seguida é calculado um perfil zonal de  $\eta(x)$  em balanço geostrófico com  $V_{BT}(x)$  (Figura 2.7).

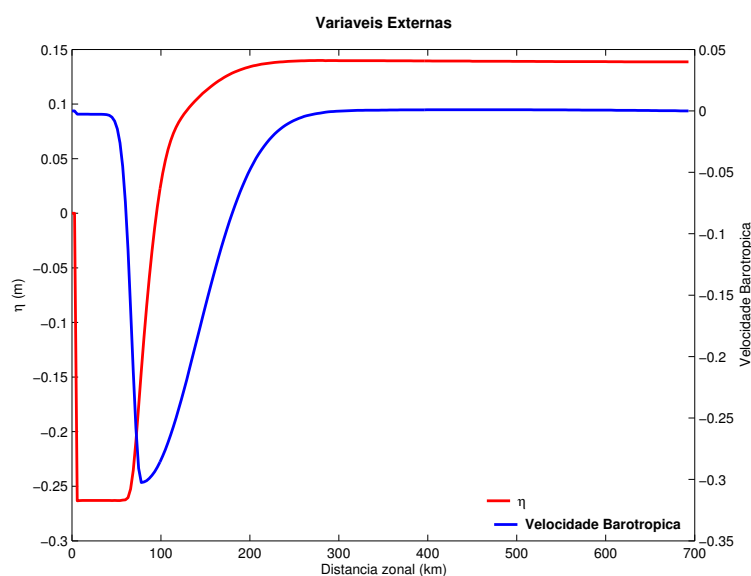


Figura 2.7: Perfil zonal de ESL e velocidade barotrópica do modelo numérico. Estes perfis, meridionalmente uniformes, são adicionados aos campos obtidos pela simulação diagnóstica.

Os campos iniciais do modelo são apresentados nas Figuras 2.8 e 2.9 e mostram um escoamento essencialmente paralelo à quebra de plataforma. Para os Experimentos 1 e 3, note a semelhança da seção da componente  $v$  baroclínica (Figura 2.9) com a de velocidades baroclínicas observadas na Figura 1.3 do Capítulo 1. O transporte da CB modelada é de  $\sim 1,6$  Sv para sul e o da SNB modelada é  $\sim 7,0$  Sv para norte. Como não há valores para o transporte da CCP nesta região, não houve preocupação em reproduzir fielmente sua estrutura dinâmica. Com a adição de  $V_{BT}(x)$ , o transporte ao longo da seção é de  $\sim 70$  Sv para sul.

As demais variáveis prognósticas do modelo, velocidade vertical  $w$ , energia turbulenta  $q$  e escala de turbulência  $lq$ , usadas para computar os coeficientes de mistura vertical para momentum ( $K_M$ ) e calor ( $K_H$ ) foram zeradas na inicialização para manter a consistência com um escoamento inicial puramente geostrófico. Tal procedimento segue *Miller & Lee* [1995].



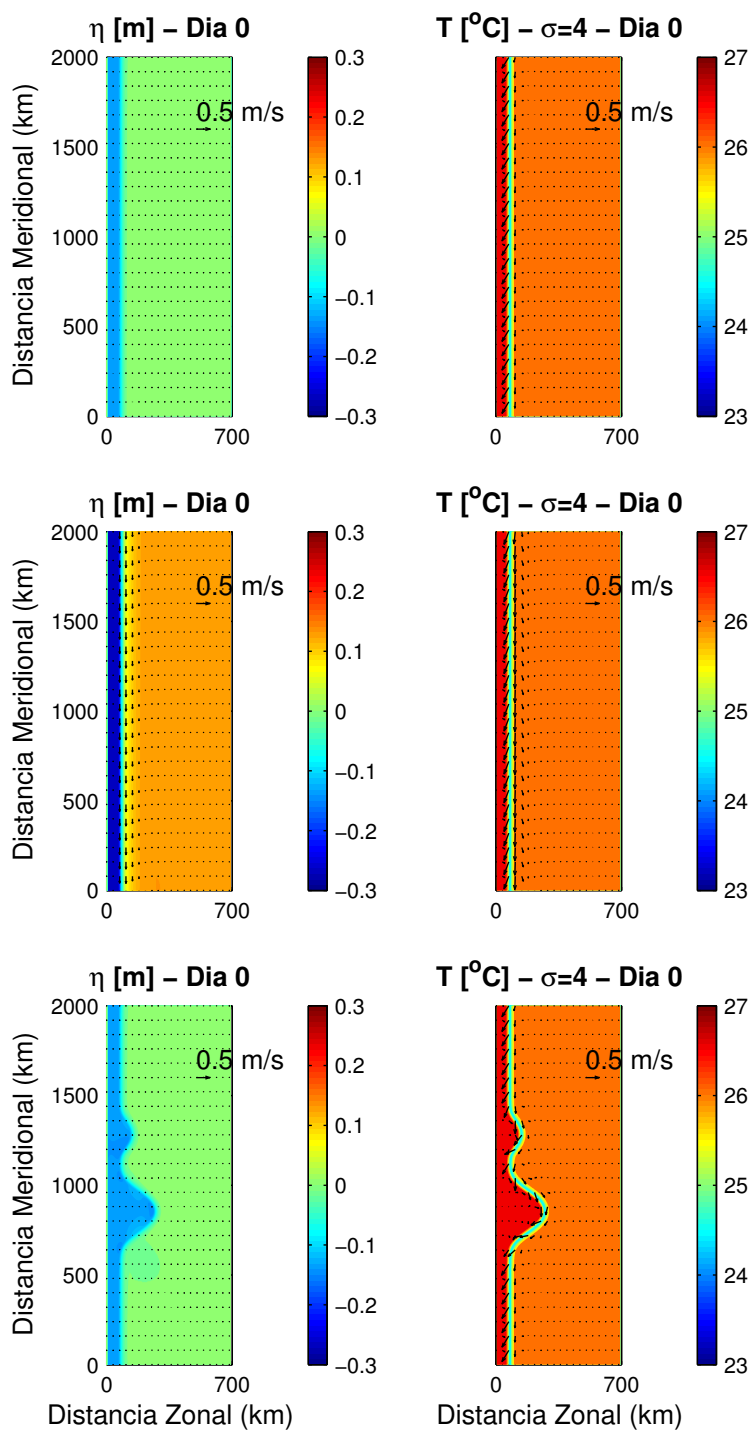


Figura 2.8: Campos horizontais iniciais de  $\eta$  e correntes barotrópicas, e temperatura e correntes na superfície dos Experimentos 1 (painel superior), 2 (painel central) e 3 (painel inferior).

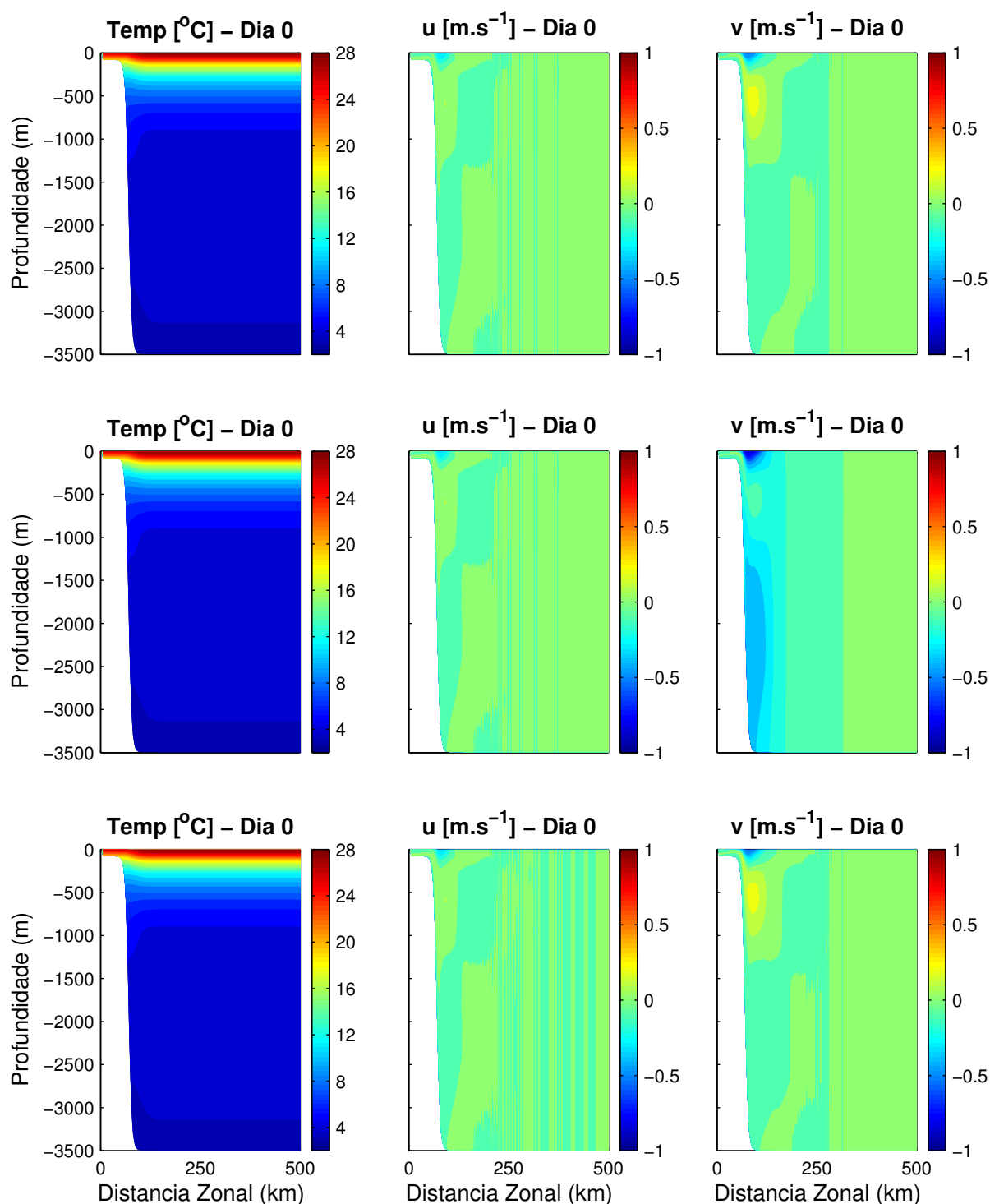


Figura 2.9: Seções verticais em  $y = 1750$  km dos campos iniciais de temperatura, e componentes  $u$  e  $v$  totais dos Experimentos 1 (painel superior), 2 (painel central) e 3 (painel inferior).

### 2.2.3 Condições de Contorno, Aproximações e Parâmetros Relevantes

O modelo é forçado nos limites norte e sul do domínio pela imposição dos campos iniciais como condições de contorno aberto. Não há fluxos de momento, sal ou calor na superfície. O contorno oeste é mantido fechado, tratado como uma parede de condição de não-escorregamento e os demais contornos, norte, sul e leste são abertos. As condições de contorno aberto utilizadas em todos os experimentos deste estudo foram:

- Para o campo de  $\eta$ , utilizou-se a condição de “não gradiente” em todos os contornos abertos. Por essa condição, os valores de  $\eta$  no contorno são iguais aos calculados no interior.
- Para os campos de velocidade barotrópica, no contorno norte, utilizou-se as condições radiacionais ativas tipo “Flather” [Flather, 1976] na componente normal e a condição de Blumberg & Kantha [1985] (BKI) na componente paralela. No contorno sul, BKI é usada em ambas as componentes. No contorno leste, Flather é usada em  $u$  e BKI é usada em  $v$ . Ambas as condições são do tipo “Partial Clamped”, pois incluem na sua formulação um termo de forçamento, além do filtro radiacional. A condição de Flather é dada por,

$$U = U_0 \pm \frac{C}{H}(\eta - \eta_0), \quad (2.11)$$

onde  $U$  é a velocidade normal ao contorno,  $U_0$  é um valor prescrito e  $C = \sqrt{gH}$  é a velocidade de fase de ondas longas de gravidade externa.  $\eta$  é computado no interior do domínio e  $\eta_0$  é também um valor prescrito.  $U_0$  e  $\eta_0$  assumem o valor da condição inicial. Já BKI é descrita pela equação

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} \pm C \frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{\phi - \phi_f}{T_f}, \quad (2.12)$$

onde  $\phi$  é uma variável prognóstica,  $\phi_f$  é um valor prescrito igual à condição inicial.  $T_f$  é o tempo de convergência de  $\phi$  para  $\phi_f$ . Note que quanto maior o valor de  $T_f$ , mais radiacional BKI se torna. Os valores de  $T_f$  utilizados nas simulações estão na Tabela 2.3.

Tabela 2.3: Valores de  $T_f$  e  $T_{fi}$  para os contornos abertos do modelo

Parâmetro	Leste	Norte	Sul
$T_f$	26 s	260 s	260.000 s
$T_{fi}$	26 s	1000 s	1000 s

- Para as velocidades do modo interno,  $u$  e  $v$ , no contorno norte, empregou-se a condição BKI (equação 2.12) com  $C = \sqrt{g'H}$ , a velocidade de fase para ondas internas, onde  $g'$  é a gravidade reduzida. Essa implementação de BKI usa um tempo de relaxação  $T_{fi}$  que também consta da Tabela 2.3. Para os contornos sul e leste, empregou-se a condição puramente radiativa denominada Orlansky Implícita,

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} \pm C_i \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \quad (2.13)$$

onde a velocidade de fase  $C_i = \frac{\partial \eta / \partial t}{\partial \eta / \partial x}$  é computada a partir do interior do domínio.

- Nos campos termohalinos, foi empregada a condição BKI com  $C = \sqrt{g'H}$  em todos os contornos abertos de acordo com a equação 2.12.

A escolha dessas condições de contorno foi embasada nos trabalhos de *Palma & Matano* [1998], *Palma & Matano* [2000] e *Calado* [2006] e a partir dos resultados de diversos testes de sensibilidade com esta implementação do POM.

Em todos os contornos abertos foi estabelecida uma camada esponja de 100 km de extensão, onde os coeficientes de difusão horizontal de momento e calor ( $A_M$  e  $A_H$ , respectivamente) são linearmente aumentados em até 10 vezes nas proximidades do contorno aberto. No interior, o modelo usa o método de Smagorinsky para parametrizar a difusão horizontal [*Mellor*, 1998].

Por fim, o canal meridional do modelo é posto no plano  $f$ , pois de acordo com *Godoi* [2005] o efeito do plano beta é de pouca importância para a dinâmica dos meandros e vórtices da CB.

## 2.2.4 Testes de Sensibilidade e Tempo de Integração

Testes de sensibilidade foram conduzidos para avaliar se a grade proposta era hidrostaticamente consistente e estimar o tempo de integração do modelo em decorrência

desta consistência.

O primeiro teste de sensibilidade teve como objetivo avaliar as correntes espúrias geradas pelo erro de gradiente de pressão. É um experimento de “estratificação de repouso”, no qual o modelo é integrado sem forçante alguma e com uma estratificação sem gradientes laterais, portanto, as velocidades produzidas neste experimento são decorrentes do erro de discretização em coordenadas  $\sigma$  [Barnier *et al.*, 1998]. As velocidades no experimento de repouso realizado no domínio descrito antes ficaram em até  $0,01 \text{ m s}^{-1}$  aproximadamente, durante 90 dias de integração. Acima desse período, as velocidades vão lentamente atingindo patamares cada vez maiores.

Um segundo teste de sensibilidade avaliou o comportamento da componente barotrópica, descrita pela equação 2.10, através da implementação do modo bidimensional (barotrópico puro) do POM. O jato da equação 2.10 mostrou-se invariavelmente estável, mesmo na presença dos bancos gaussianos, fluindo sobre o talude continental controlado pela conservação de vorticidade potencial. Concluiu-se, então, que somente a componente barotrópica simulada não pode ser responsável pela formação de vórtices na presente configuração.

O tempo de integração das simulações prognósticas foi limitado a 90 dias em decorrência da limitação computacional, já que a presente configuração do modelo, requer uso de altíssima resolução espacial e temporal para minimizar as velocidades espúrias.

## 2.3 Análise de Instabilidade Geofísica

Se um sistema é instável a pequenas perturbações, essas perturbações crescem em amplitude com escalas espaço-temporais determinadas pela dinâmica da interação da perturbação inicial com a estrutura original do escoamento básico [Pedlosky, 1987]. Portanto, o problema de instabilidade de fluídos geofísicos depende destes dois elementos, perturbações iniciais e escoamento básico. A obtenção do escoamento básico e livre de perturbações para análises de instabilidade não é trivial. Em aplicações da análise de instabilidade, o escoamento básico é obtido a partir de alguma promediação, seja no tempo ou no espaço, numa tentativa de filtrar as perturbações. Ainda de acordo

com *Pedlosky* [1987], há duas fontes de energia para que instabilidade ocorra, o cisalhamento vertical do escoamento básico (instabilidade baroclínica) e o cisalhamento horizontal do escoamento básico (instabilidade barotrópica). Os mecanismos de instabilidade descritos pela teoria quase-geostrófica (QG), são melhores definidos e caracterizados por determinados caminhos de conversão de energia. Por esta definição, instabilidade baroclínica é um processo onde as perturbações drenam energia potencial do escoamento médio e instabilidade barotrópica, um processo onde as perturbações drenam energia cinética média. Uma análise do balanço energético, suas partições e taxas de conversão, do sistema de correntes simulado neste trabalho, possibilita inferir o tipo dominante de instabilidade envolvida no escoamento.

O diagrama de Lorenz, Figura 2.10, sintetiza os possíveis caminhos de conversão de energia e o mecanismo de instabilidade associado. Neste diagrama,  $P_m$  representa a energia potencial do escoamento básico (médio),  $P_e$  é a energia potencial da perturbação,  $K_m$  é a energia cinética do escoamento médio e  $K_e$  a energia cinética da perturbação. Segundo o diagrama, podem ocorrer trocas de energia entre o escoamento médio e as perturbações. Se a troca ocorrer entre a energia potencial do escoamento médio  $P_m$  e da perturbação  $P_e$ , caracteriza-se como uma conversão (instabilidade) baroclínica. Se a troca ocorrer entre a energia cinética do escoamento médio  $K_m$  e da perturbação  $K_e$ , caracteriza-se como uma conversão (instabilidade) barotrópica. Ainda podem haver trocas de flutuabilidade através dos termos de trabalho de pressão  $\overline{w'p'_z}$  e  $\overline{w'p'_z}$  entre as partições médias ( $P_m$  e  $K_m$ ) e entre as partições perturbadas ( $P_e$  e  $K_e$ ) [*Cronin & Watts*, 1996].

A fim de avaliar os processos descritos acima, o cálculo do balanço de energia desenvolvido por *Xue & Bane* [1997] é aplicado às saídas dos experimentos numéricos realizados neste trabalho. Seguindo esses autores, definimos quatro componentes de energia e dois termos de conversão:

- Energia Potencial média disponível ( $P_m$ )

$$P_m = \frac{g\bar{\rho}^2}{2\rho_0(-\partial\rho_b/\partial z)} \quad (2.14)$$

- Energia Potencial perturbada ( $P_e$ )

$$P_e = \frac{g\bar{\rho}'^2}{2\rho_0(-\partial\rho_b/\partial z)} \quad (2.15)$$

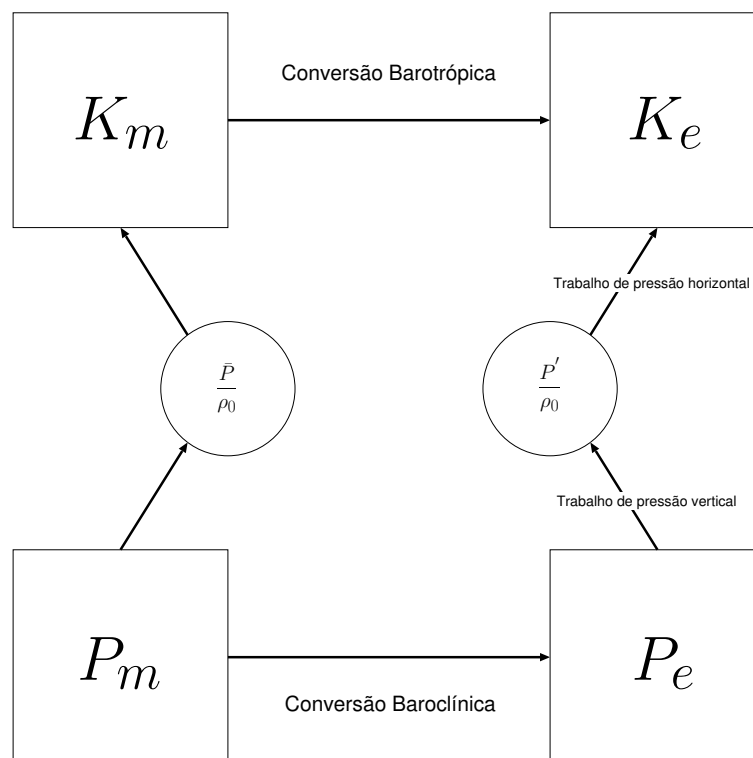


Figura 2.10: Diagrama de transferência de energia de Lorenz. As caixas representam as partições de energia e os círculos os termos de trabalho de pressão, onde  $\bar{P}$  é pressão associada ao escoamento médio e  $P'$  é a pressão associada as perturbações. Setas em direção em direção à (para fora) uma determinada caixa representam fontes (sumidouros) de energia. Adaptado de Cronin & Watts [1996].

- Energia Cinética média ( $K_m$ )

$$K_m = \frac{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}{2} \quad (2.16)$$

- Energia Cinética perturbada ( $K_e$ )

$$K_e = \frac{\overline{u'^2 + v'^2}}{2} \quad (2.17)$$

- Conversão Barotrópica  $C(K_m, K_e)$

$$C(K_m, K_e) = -\left(\overline{u'u'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \overline{v'w'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}\right) \quad (2.18)$$

- Conversão Baroclínica  $C(P_m, P_e)$

$$C(P_m, P_e) = -\frac{g}{\rho_0(-\partial \rho_b / \partial z)} \left(\overline{u'\tilde{\rho}'} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x} + \overline{w'\tilde{\rho}'} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z}\right), \quad (2.19)$$

onde  $\rho_b(z)$  é a densidade do oceano em repouso (que neste caso é a densidade na borda leste do domínio),  $p_b(z)$  é associado a pressão hidrostática que satisfaz

$$\frac{\partial p_b}{\partial z} = -\rho_b g. \quad (2.20)$$

O desvio da densidade relativamente à  $\rho_b$  é dado por

$$\tilde{\rho}(x, y, z, t) = \rho(x, y, z, t) - \rho_b(z), \quad (2.21)$$

e por sua vez,

$$\tilde{p}(x, y, z, t) = p(x, y, z, t) - p_b(z) \quad (2.22)$$

que satisfaz  $\partial \tilde{p} / \partial z = -\tilde{\rho} g$ .  $\rho_0 = 1025 \text{ Kg m}^{-3}$  é uma densidade de referência. As barras denotam média meridional de um sub-domínio (Figura 2.3) do domínio total do modelo. Note que conversão barotrópica (baroclínica) positiva em um determinado local, não necessariamente aumenta a  $K_e$  ( $P_e$ ) local devido à ação dos termos de trabalho de pressão e fluxos de energia não nulos. Entretanto,  $C(K_m, K_e)$  ( $C(P_m, P_e)$ ) positivo implica que parte da  $K_m$  ( $P_m$ ) é convertida para  $K_e$  ( $P_e$ ), e que portanto está ocorrendo instabilidade. O balanço energético é calculado a partir da média meridional das componentes da velocidade e densidade extraídas do modelo numérico a cada passo de



tempo, que neste trabalho foi de 1 dia. O resultado final é uma seção perpendicular à uma isóbata previamente estipulada, no caso, a de 80 m, que demarca a quebra de plataforma. Antes dos cálculos, as saídas do POM são filtradas com um filtro digital Lanczos de 72 horas para remover oscilações inerciais.

Segundo *Cronin & Watts* [1996], a teoria QG desenvolvida para fluxos paralelos diz que a instabilidade baroclínica depende do fluxo de massa perturbado horizontalmente divergente. A componente não-divergente do fluxo não está relacionada com os eventos de instabilidade baroclínica. No método de *Xue & Bane* [1997] essas componentes não são separadas e o fluxo de massa perturbado calculado contém ambas. Felizmente, para fluxos que ocorrem preferencialmente ao longo de uma isóbata, como os simulados neste trabalho, o erro induzido pela inclusão da componente não-divergente é minimizado. Portanto, para poder comparar os resultados do balanço entre os Experimentos 1, 2 e 3, fez-se necessário transformar os campos de velocidade e massa do Experimento 3 para um sistema de coordenadas naturais, paralelo à isóbata de 80 m.

Cabe ressaltar que ao contrário do modelo de *Miller & Lee* [1995], os experimentos numéricos conduzidos na presente trabalho não são explicitamente perturbados. Permite-se que o decorrer da própria simulação gere essas perturbações. Sabe-se pela teoria dos níveis críticos, que para que instabilidade ocorra é necessário que a perturbação tenha velocidade de fase e comprimento e período de onda específicos que permitam um acoplamento eficiente para o dreno de energia do escoamento médio [*Pedlosky*, 1987; *Cushman-Roisin*, 1994].

# Capítulo 3

## Os Experimentos Numéricos

### 3.1 Preâmbulo

Neste Capítulo são apresentados e descritos os resultados dos três experimentos numéricos realizados e destinados à investigação da dinâmica de meso-escala do sistema de correntes de contorno oeste. O domínio do modelo é idealizado, mas objetiva representar a região da margem continental da costa leste brasileira.

Opta-se aqui por iniciar a descrição dos experimentos identificando a dinâmica e intercomparando os experimentos com base nas séries temporais do balanço de energia integrado (especialmente) de forma total e particionada. Em seguida, com o cerne da dinâmica identificado para os três experimentos, descreve-se a evolução numérica do sistema nos três estudos de caso a partir das condições iniciais estabelecidas na Seção 2.2.2.

### 3.2 Balanço de Energia Integrado

Primeiramente descreve-se o balanço energético integrado dos resultados dos três experimentos realizados. O balanço integrado vai permitir identificar os mecanismos envolvidos no processo de crescimento dos vórtices e o grau de estabilidade do sistema de correntes. As partições e conversões de energia são integradas na profundidade e ao longo da extensão zonal da seção perpendicular à quebra de plataforma do subdomínio utilizado nos calculos do balanço.

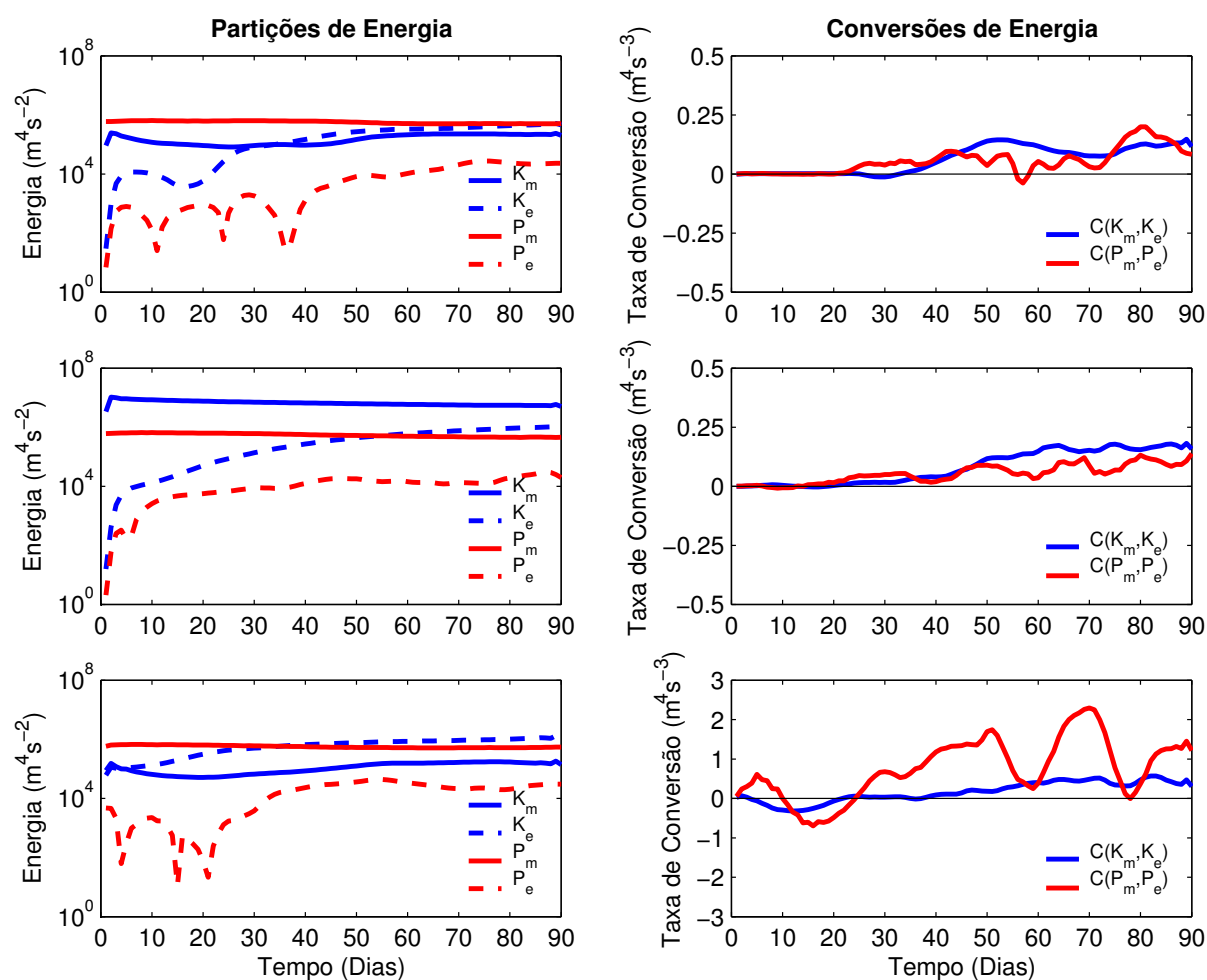


Figura 3.1: Séries temporais das partições de energia e conversões de energia dos Experimentos 1 (painel superior), 2 (painel central) e 3 (painel inferior).

A Figura 3.1 apresenta a evolução temporal das quatro componentes de energia (partições) e das respectivas taxas de conversão dos três experimentos realizados. Note que as partições de energia estão na forma específica, ou seja, por unidade de massa. Os valores típicos obtidos na presente análise estão em acordo com as magnitudes dos demais estudos [Miller & Lee, 1995; Cronin & Watts, 1996; Xue & Bane, 1997], porém os níveis de energia estão em patamares inferiores devido às características do sistema de correntes simulado.

Centramos atenção em três fases distintas do tempo de integração, a fase de ajuste inicial, a fase de crescimento primário e a fase final. A fase inicial, entre os dias 0 e 20, é caracterizada pela intensa emissão e propagação de ondas baroclínicas inerciais nos

primeiros 5 dias de simulação, seguida do decaimento de energia e retorno da estrutura do sistema de correntes enfraquecido. A fase intermediária de crescimento primário reflete o começo do processo de desestabilização do sistema de correntes através da formação e crescimento de vórtices entre os dias  $\sim 21$  e 60. Após 60 dias de integração, o modelo entra na fase final de pseudo-equilíbrio. Cada um dos experimentos apresentou semelhanças e particularidades em todas ou algumas das fases.

No Experimento 1, painel superior da Figura 3.1, a fase de ajuste inicial é demarcada pelo primeiro máximo local nas curvas de energia perturbada  $K_e$  e  $P_e$ , causado pelo resíduo da atividade das ondas inerciais e pela reestruturação das correntes de contorno. Após o ajuste inicial, continuamos a observar a lenta diminuição de energia média e aumento de energia perturbada, especialmente cinética, que ocorre de forma brusca após o dia 20. Esse comportamento é comum ao Experimento 2, painel central, mas ocorre de forma diferente, pois o primeiro máximo local de  $K_e$  é menos evidente, e o aumento posterior de  $K_e$  ocorre mais lentamente. As taxas de conversão próximas a zero em ambos os experimentos confirmam a estabilidade da fase inicial. No Experimento 3, painel inferior, a fase de ajuste inicial é mais curta, restrita ao tempo de propagação do primeiro trem de ondas inerciais baroclínicas. O forte aumento de  $K_e$  deste experimento, que rapidamente ultrapassa  $K_m$  logo após a emissão das ondas inercias, ocorre principalmente às custas de  $P_e$  através dos termos de trabalho de pressão.

Após o vigésimo dia de integração, têm início o processo de formação e crescimento primário dos vórtices de meso-escala do sistema de corrente via instabilidade baroclínica, pelo menos inicialmente, para todos os experimentos. Nos Experimentos 1 e 2, a formação dos vórtices ocorre a partir de uma perturbação inicial de pequena amplitude próxima ao contorno norte. Na fase de crescimento, a  $K_e$  de todos os experimentos aumenta significativamente, chegando a ultrapassar as quantidades médias. No Experimento 1,  $K_e$  aumenta quase linearmente até ultrapassar a  $K_m$  no dia 35. No Experimento 2,  $K_e$  ultrapassa  $P_m$  no dia 55 e no Experimento 3,  $K_e$  ultrapassa  $P_m$  após o dia 35 também, tornando-se a principal componente do balanço de energia deste experimento. O aumento de  $P_e$ , em todos os experimentos é restringido pela conversão  $C(P_e, K_e)$  (não apresentado), o termo do trabalho de pressão perturbado (Figura 2.10).

Pelas taxas de conversão, nos Experimentos 1 e 2, o crescimento dos vórtices é desencadeado por instabilidade baroclínica, com aumento da instabilidade barotrópica à níveis semelhantes no decorrer da simulação. No Experimento 1, ambas conversões apresentam patamares iguais ao longo da simulação. Já no Experimento 2, após  $\sim 50$  dias, a conversão barotrópica torna-se ligeiramente maior que a baroclínica. No Experimento 3, o processo de instabilidade tem início antes e é dominado amplamente pela instabilidade baroclínica, esta, uma ordem de grandeza maior que a barotrópica em média.

Em acordo com o aumento da instabilidade barotrópica no decorrer da simulação em todos os experimentos, observa-se um decréscimo de  $K_m$  durante a fase de crescimento primário. Porém, cabe ressaltar que este decréscimo também ocorre provavelmente devido a combinação do ajuste inercial inicial com os efeitos do atrito lateral e com o fundo, que somado ao processo de instabilidade barotrópica, configura a diminuição de  $K_m$ .

Conforme a simulação chega a fase final, observa-se um estado de quase-equilíbrio em termos de partição de energia, com a diminuição das taxas de aumento de  $K_e$  e  $P_e$ . Devido à componente barotrópica robusta do sistema de correntes do Experimento 2,  $K_e$  estabiliza abaixo de  $K_m$ , ao contrário dos Experimentos 1 e 3. Antecipa-se que nesses experimentos, a fase final é caracterizada por vórtices ciclônicos e anticiclônicos com escalas espaciais da ordem do raio de deformação interno e nenhuma assinatura do sistema de correntes de contorno oeste em todo o domínio. Conseqüentemente, observa-se que na fase final destes dois experimentos, um aumento de  $K_m$  (painéis superior e inferior da Figura 3.1, respectivamente), corroborando o efeito estabilizador das perturbações sobre o escoamento médio descrito por *Pedlosky* [1987]. Diz-se que experimentos pseudo-estabilizam em termos das partições, porque as taxas de conversões permanecem positivas no fim das simulações, principalmente no Experimento 3 e, portanto, provavelmente as perturbações continuariam a crescer ainda que a taxas menores.

Em síntese, de acordo com os gráficos das partições e conversões da Figura 3.1, os Experimentos 1 e 2, apresentaram instabilidade fraca do tipo mista, comparativamente ao Experimento 3. Esta análise corrobora a hipótese de que o sistema CB-SNB-CCP ao

largo da região de Abrolhos é dinamicamente instável. O Experimento 3 demonstrou que a presença dos bancos é capaz de desestabilizar fortemente o sistema de correntes, através do favorecimento da instabilidade baroclínica. Apesar das taxas de conversão dos Experimentos 1 e 2 serem semelhantes, o comportamento das perturbações é diferente, como será visto nas próximas seções.

Descrições detalhadas das simulações de cada experimento são apresentadas nas Seções 3.3, 3.4 e 3.5, centrando atenção nos padrões espaço-temporais dos vórtices em cada uma das fases apresentadas acima.

### 3.3 Experimento 1

Esta seção detalha as soluções obtidas no Experimento 1, com um sistema de correntes de contorno oeste puramente baroclínico ao longo de uma margem continental de orientação estritamente meridional. Atenção é focada apenas na variabilidade no domínio da CB.

A partir do dia 10 de integração (Figura 3.2, painéis superiores), pode-se notar o enfraquecimento das correntes próximas à superfície em relação às correntes iniciais, a intensidade da velocidade do núcleo da CB caiu para  $\sim -0,25 \text{ m s}^{-1}$  e há formação de uma contra corrente do lado oceânico da CB. As velocidades associadas às demais correntes também perdem intensidade, e a estrutura da CCP modelada é quase não detectável. No dia 20, as primeiras perturbações ciclônicas aparecem próximas ao contorno norte (Figura 3.2, painéis centrais). Estas perturbações crescem a partir de um pequeno meandro, visto no dia 10, até atingirem formato de vórtice fechado de aproximadamente  $\sim 30 \text{ km}$  de diâmetro, que corresponde ao primeiro raio de deformação interno ( $R_d$ ) da presente configuração do modelo, no dia 30 (Figura 3.2, painéis inferiores). Este primeiro vórtice ocorre centrado no lado costeiro do eixo da CB e aparentemente propagou lentamente para sul. Já no dia 30 começa a formar um filamento quente próximo à quebra de plataforma na sua metade anterior.

A Figura 3.3 apresenta a evolução temporal do sistema de correntes e perturbações associadas para a porção central do domínio. Após o crescimento da perturbação inicial, parece ocorrer a excitação de um trem de ondas quase-estacionário, visto que a

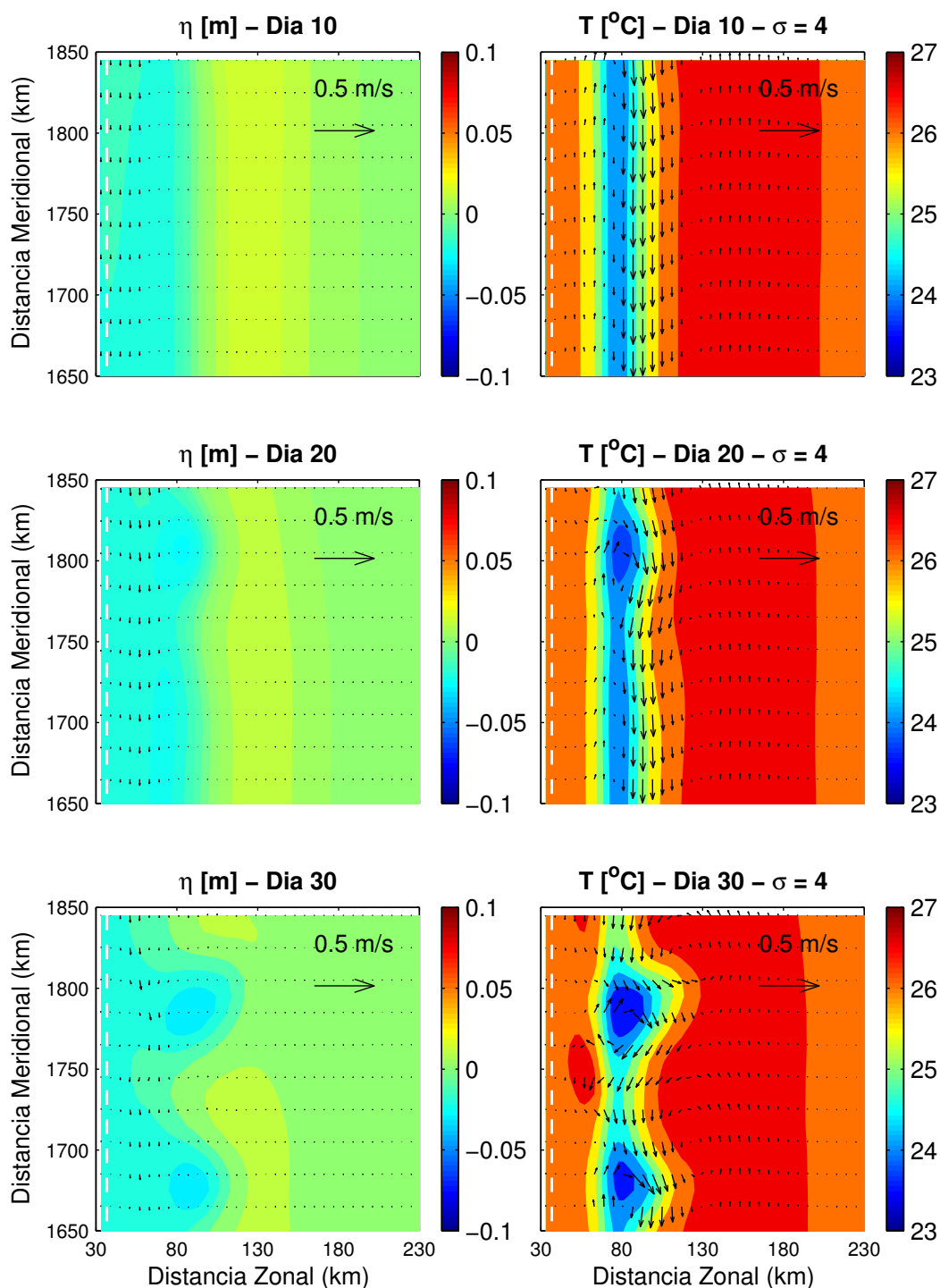


Figura 3.2: Detalhamento dos campos de  $\eta$  e correntes barotrópicas (painéis esquerdos) e de temperatura e correntes próximas a superfície (painéis direitos) nas imediações do contorno norte para o Experimento 1, nos dias 10, 20 e 30 de simulação, após aplicação do filtro Lanczos de 72 horas. A linha branca tracejada demarca a isóbata de 80m.

CB começa a meandrar vigorosamente com a presença de diversos vórtices ao longo de seu eixo. Estes vórtices passam então a crescer drenando energia do escoamento médio, como descrito na seção anterior, e pelo dia 45 (Figura 3.3) ocupam a extensão meridional ao longo do domínio com vórtices da escala de  $R_d$ . Conforme crescem, passam então a formar seus filamentos quentes associados, enquanto que os primeiros vórtices próximos ao contorno norte já começam a emitir vórtices secundários em direção ao oceano profundo devido à instabilidade mista que persiste. No dia 60 de simulação, a extensão meridional do domínio já está tomada por vórtices ciclônicos e seus filamentos quentes associados. Do dia 75 ao fim da simulação no dia 90, também é observado o desprendimento de vórtices tanto ciclônicos como anticiclônicos em direção ao lado oceânico. Durante a simulação, as perturbações parecem se propagar bastante lentamente para sul, isto é, em caráter quase-estacionário, crescendo em amplitude enquanto confinadas na extensão zonal do sistema de correntes (zona baroclínica). Após atingirem o tamanho do  $R_d$ , a simulação sugere que a propagação efetivamente cessa e os vórtices tornam-se feições estacionárias. A simulação também sugere que o sistema de correntes pode caminhar para um estado de turbulência geostrófica, visto que as conversões continuam positivas (Figura 3.1) e mais vórtices se formam próximos a borda externa da zona baroclínica (demarcada pela borda externa da isoterma de  $27^\circ\text{C}$ ).

A Figura 3.4 mostra um detalhamento da evolução temporal dos vórtices no interior do domínio destacado na Figura 3.3. Nesta porção do domínio, os vórtices surgem somente após o 40 dia e chegam a um estado maduro no dia 60. No período capturado pela Figura 3.4, o vórtice em destaque parece ter propagado  $\sim 40$  km para sul, o que corresponde a uma velocidade de fase de  $\sim 0,03 \text{ m s}^{-1}$  ou  $\sim 3 \text{ km dia}^{-1}$ . A propagação parece ocorrer durante o crescimento, antes do vórtice atingir maturidade, quando parece ficar estacionário. O vórtice maduro, completamente desenvolvido, tem um diâmetro de aproximadamente 50 km quando estimado pela isoterma de  $24^\circ\text{C}$ . Valor consistente com as observações de *Schmid et al.* [1995] e *Gaeta et al.* [1999]. A taxa de crescimento dos vórtices é estimada entre  $0,05$  e  $0,07 \text{ dia}^{-1}$ .

A estrutura vertical do vórtice destacado na Figura 3.4 está apresentada na Figura 3.5, para diferentes instantes. No primeiro instante, correspondente ao dia 30 da si-



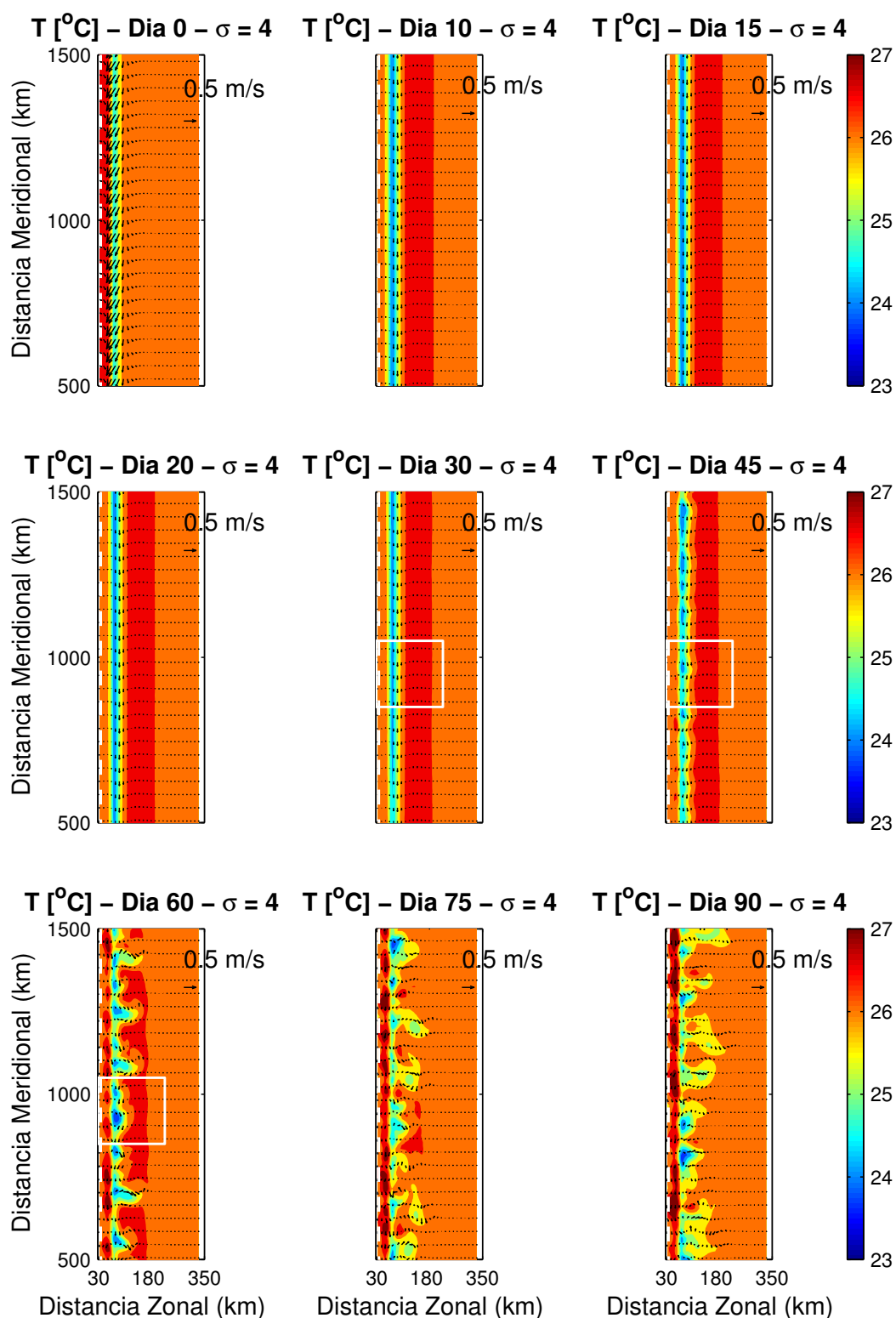


Figura 3.3: Campos de temperatura e corrente próximos à superfície para o Experimento 1, nos dias 0, 10, 15, 20, 30, 45, 60, 75 e 90 de simulação, após aplicação do filtro Lanczos de 72 horas. A linha branca tracejada demarca a isóbata de 80m e a caixa branca demarca a região do domínio evidenciada na Figura 3.4.

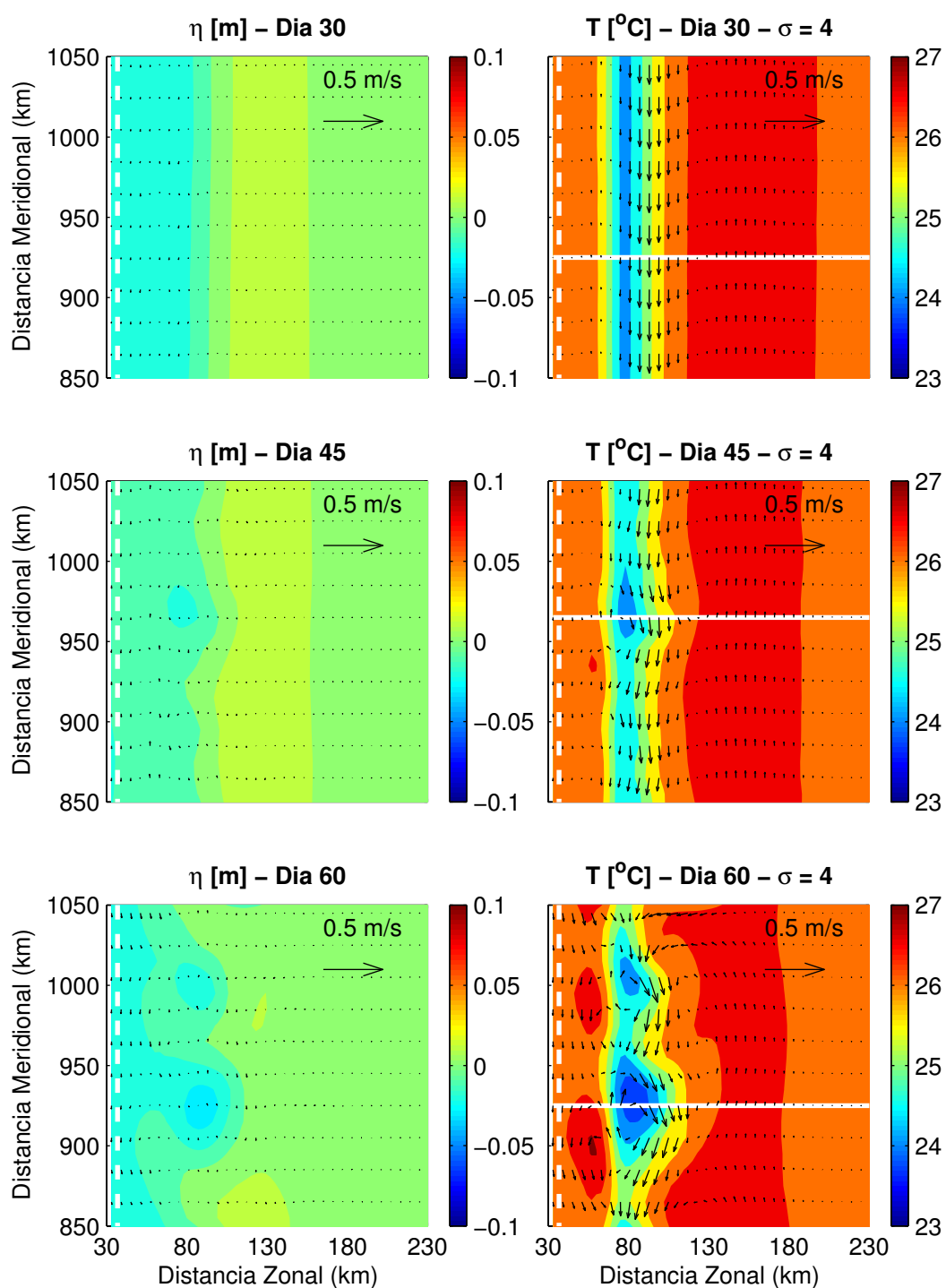


Figura 3.4: Detalhamento da Figura 3.3 evidenciando um dos vórtices simulados, nos dias 30 (painel superior), 45 (painel central) e 60 (painel inferior). Os painéis à esquerda são os campos de  $\eta$  e correntes barotrópicas, enquanto que os painéis à direita são os campos de temperatura e correntes superficiais. A linha branca tracejada demarca a isóbata de 80m e a linha branca cheia a localização da seção vertical.

mulação, não há vórtices, observamos apenas a estrutura da CB e a contra-corrente do lado ocânico. Nos instantes seguintes, o vórtice se mostra uma feição rasa, com extensão vertical de  $\sim 80$  m, ocorrendo no lado costeiro do eixo da CB. Em balanço com a circulação ciclônica no seu interior, ressurgência da termoclina superior é observada nos entornos do centro do vórtice, como evidenciada pelo soerguimento das isothermas (painel inferior esquerdo da Figura 3.5). No dia 60 o vórtice se intensificou, deslocando o eixo da CB para fora, tendo atingido sua maturidade atestada pelo filamento quente bem desenvolvido (Figura 3.4). A ressurgência está mais intensa também, como mostra o maior deslocamento para cima das isothermas e as maiores velocidades verticais próximas ao centro. A seção vertical de velocidades  $v$  (painel inferior esquerdo da Figura 3.5) sugere um diâmetro para o vórtice de aproximadamente 50 - 60 km.

Os filamentos quentes são formados pela compressão do tubo de vórtice das parcelas de fluido deslocadas para as águas mais rasas e também possuem escalas horizontais da ordem do raio interno em águas mais rasas  $\sim 20 - 30$  km. São feições rasas ( $\sim 10$  m) e representam o refluxo da porção anterior do vórtice ciclônico, portanto, surgem nos estágios finais do desenvolvimento dos vórtices propagando o sinal da onda na direção sul.

As seções verticais de  $P_e$  e  $K_e$  na Figura 3.6 indicam que a área preferencial da atividade dos vórtices é próximo à superfície no lado costeiro da CB.  $K_e$  também sugere atividade perturbada em torno de 1000 m, no domínio da SNB, mas como centraremos atenção na variabilidade da CB, e como a variabilidade da SNB parece ser apenas fracamente instável, omitiremos mais esta parte. Os termos de conversão para o dia 45 (painéis centrais da Figura 3.6) confirmam que os vórtices emitidos pela CB são predominantemente baroclinicamente instáveis. A instabilidade barotrópica ocorre em magnitudes muito menores. A fonte que alimenta estas conversões é a  $P_m$  concentrada na região costeira da CB, próxima à quebra de plataforma, onde encontram-se as isothermas mais inclinadas (painéis superiores da Figura 3.6). A  $K_m$  do sistema é consideravelmente menor, devido a perda de energia pelas correntes e por mantê-las. A dominância da instabilidade baroclinica para perturbações no lado costeiro da CG também foi observada por Xue & Bane [1997].

O principal resultado deste experimento é que o sistema de correntes modelado

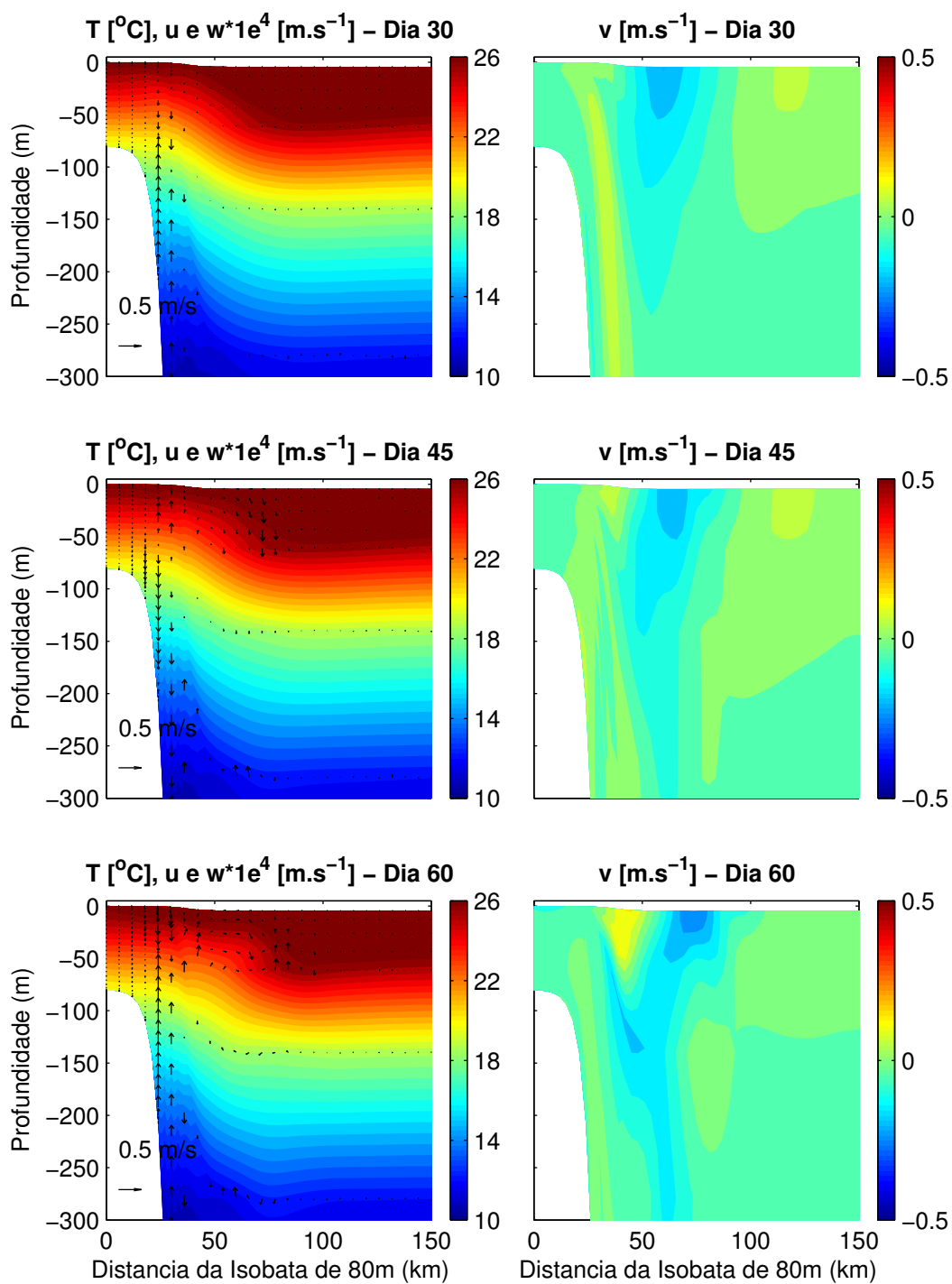


Figura 3.5: Seções verticais de temperatura,  $u$ ,  $w$  e velocidade normal à seção  $v$ , do vórtice evidenciado na Figura 3.4. Onde  $w$  foi multiplicado por um fator de  $10^4$ .

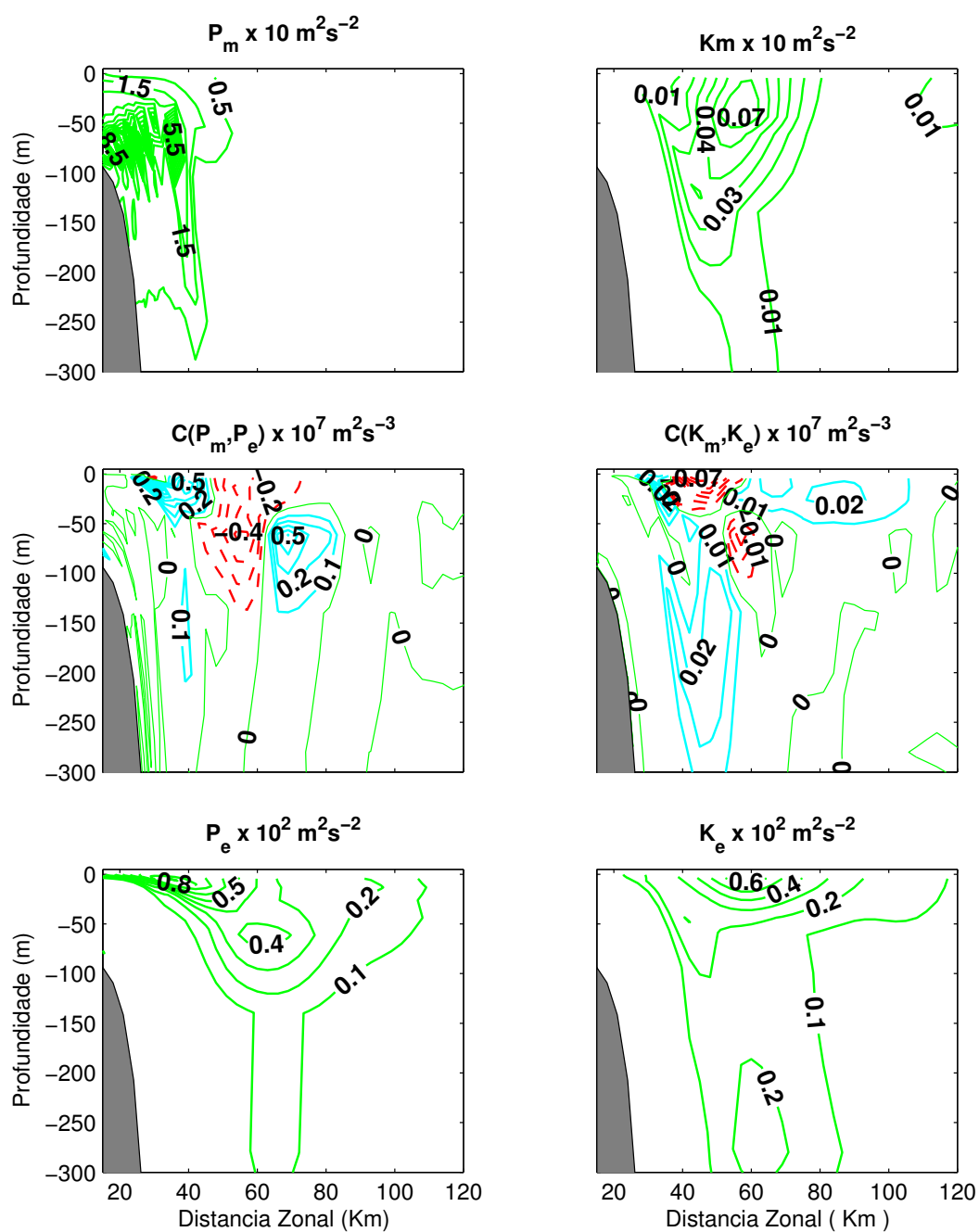


Figura 3.6: Seções verticais do balanço de energia perpendicular à isobáta de 80 m para o dia 45 do Experimento 1. Os painéis superiores são as distribuições de  $P_m$  e  $K_m$  escaladas por  $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Os painéis centrais são as distribuições das conversões baroclínicas  $C(P_m, P_e)$  e das conversões barotrópicas  $C(K_m, K_e)$ , escaladas por  $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ . Os painéis inferiores são as distribuições de  $P_e$  e  $K_e$  escaladas por  $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Linhas azuis cheias são valores positivos e linhas tracejadas vermelhas são valores negativos.

parece ser instável, e que o limite de crescimento das perturbações parece ser o  $R_d$ .

### 3.4 Experimento 2

Esta seção detalha as soluções obtidas no Experimento 2, que simulou o efeito da adição de uma componente barotrópica sobre o sistema de correntes de contorno oeste baroclínico básico do experimento anterior.

A Figura 3.7 exhibe o extremo norte do domínio. Como no Experimento 1, pelo dia 10 observamos a formação de uma perturbação próxima ao contorno norte, essa perturbação, vista inicialmente no dia 5, propaga rapidamente para o interior enquanto cresce e excita novas perturbações (Figura 3.7). Conforme essas perturbações crescem, excitam por sua vez novas perturbações a frente destas, em um processo de formação de trem de ondas semelhante ao descrito na seção anterior. O trem de ondas formado, é então advectado para sul pela corrente, como mostra a evolução temporal da simulação na Figura 3.8. As perturbações crescem até atingirem escalas horizontais da ordem do  $R_d$  interno, a partir daí também começam a dissolver-se e a formar vórtices periféricos. No curso da simulação, o sistema de correntes que advecta as perturbações demonstrou-se ser estável quando não explicitamente perturbado. Portanto, corroborando a hipótese de que a instabilidade observa nos experimentos 1 e 2 trata-se do mesmo fenômeno, causado pela perturbação inicial do sistema.

Como mostra a figura 3.9, os vórtices produzidos neste experimento também possuem escalas horizontais da ordem do  $R_d$  interno e são semelhantes aos do Experimento 1. A principal diferença entre os dois experimentos é quanto à propagação das perturbações. Enquanto que no experimento anterior, os vórtices tinham um caráter quase estacionário, neste experimento, as perturbações propagam aproximadamente  $0,23 \text{ m s}^{-1}$  ou  $20 \text{ km dia}^{-1}$ . A estrutura vertical destes vórtices, apresentada na Figura 3.10, é bastante semelhante à anterior, a extensão vertical dos vórtices também não ultrapassa os 100 m de profundidade. Em acordo com a circulação ciclônica da feição, soerguimento das isotermas de termoclina também é detectada, no dia 45 de simulação. Este vórtice em particular é desfeito em vórtices menores na evolução da simulação, e pelo dia 60 desfez-se em uma estrutura conhecida como dipolo vortical,

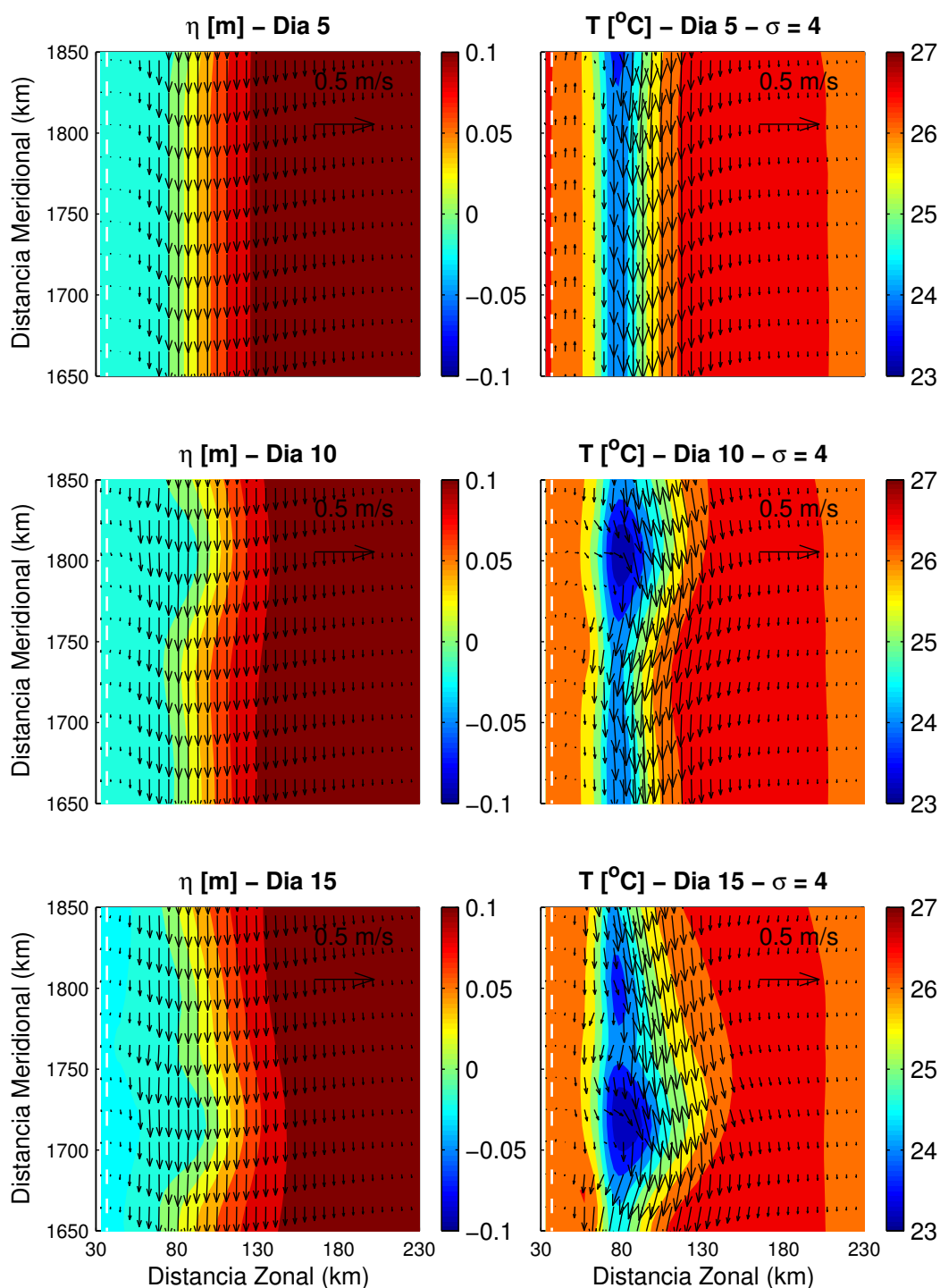


Figura 3.7: Detalhamento dos campos de  $\eta$  e correntes barotrópicas (painéis esquerdos) e de temperatura e correntes próximas a superfície (painéis direitos) nas imediações do contorno norte para o Experimento 2, nos dias 5, 10 e 15 de simulação, após aplicação do filtro Lanczos de 72 horas. A linha branca tracejada demarca a isóbata de 80m.

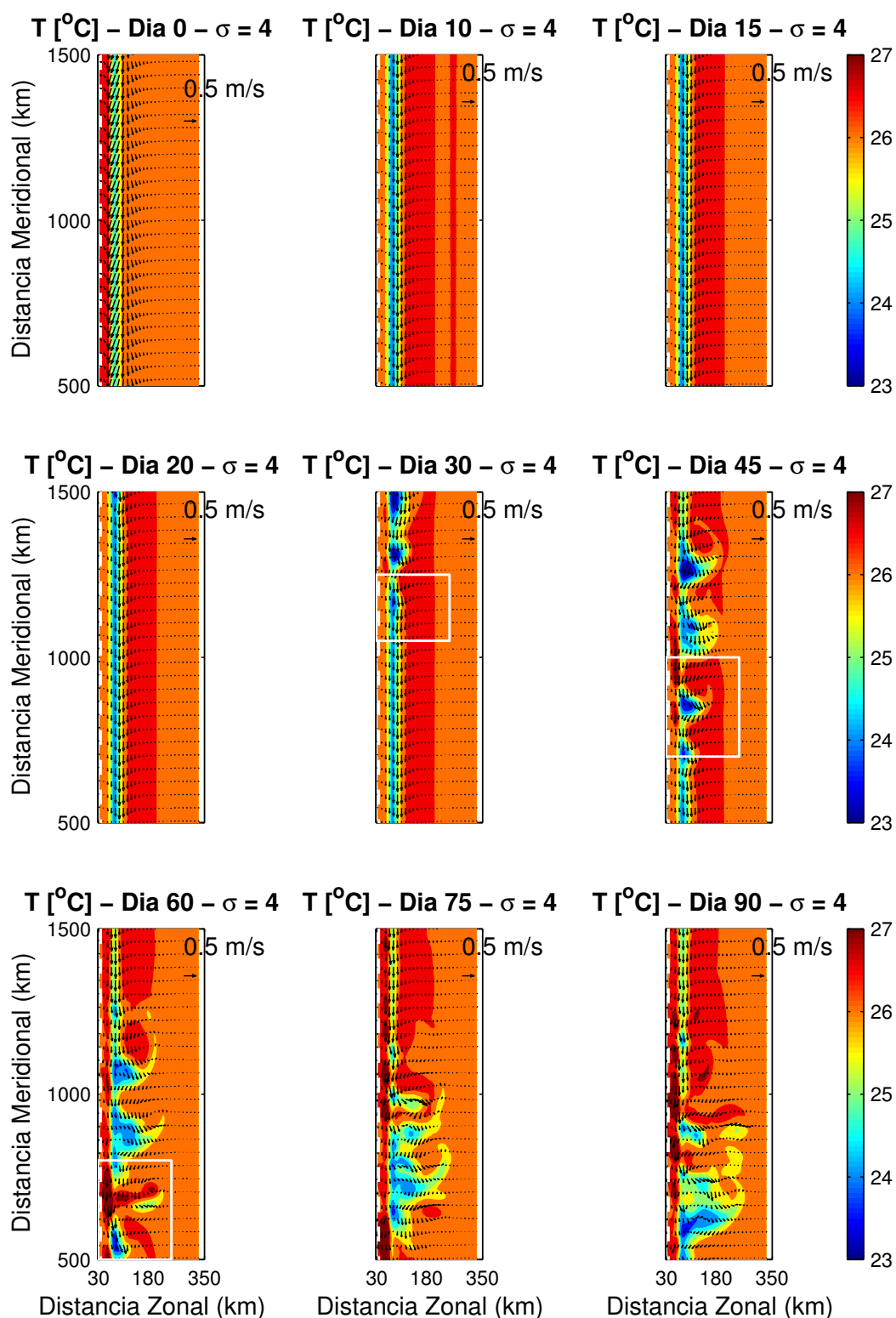


Figura 3.8: Campos de temperatura e corrente próximos à superfície para o Experimento 2, nos dias 0, 10, 15, 20, 30, 45, 60, 75 e 90 de simulação, após aplicação do filtro Lanczos de 72 horas. A linha branca tracejada demarca a isóbata de 80m e a caixa branca demarca a região do domínio evidenciada na Figura 3.9.



uma feição oceanográfica isolada onde um anticiclone é associado ao um ciclone.

Ao comparar os diâmetros estimados para alguns vórtices do Experimento 2 (Figuras 3.8 e 3.9) com os vórtices do Experimento 1 (Figuras 3.8 e 3.9), nota-se que os vórtices do Experimento 2 atingem maiores diâmetros no fim da simulação. Conseqüentemente, estima-se que a taxa de crescimento dos vórtices do Experimento 2 seja aproximadamente o dobro da taxa de crescimento para o Experimento 1.

As seções verticais de energia (Figura 3.11) confirmam que o crescimento inicial dos vórtices ciclônicos deste experimento é devido ao mesmo tipo de instabilidade produzida no experimento anterior. Ou seja, perturbações que drenam energia potencial do escoamento médio de modo similar ao obtido anteriormente. Apesar do aumento considerável da energia cinética média ( $K_m$ ) neste experimento, estes vórtices continuam a alimentar-se principalmente da energia potencial próxima ao talude superior e quebra de plataforma adjacente. Porém, na fase final da simulação, observa-se um aumento das conversões barotrópicas na região de ocorrência dos vórtices ciclônicos que pode explicar as taxas de crescimento mais elevadas estimadas para os vórtices produzidos neste Experimento (Figura 3.12). Os anticiclones mais vigorosos, em comparação, com os periféricos emitidos no Experimento 1, formados do lado oceânico da CB, neste experimento, parecem ser, portanto, resultado de instabilidades mistas, visto que ocorrem conversões positivas barotrópicas e baroclínicas de magnitudes equivalentes nesta região da zona baroclínica. Em acordo com o aumento da contribuição barotrópica discutida na Seção 3.2. Efeitos não-lineares podem auxiliar no desenvolvimento deste padrão complexo.

A diferença entre os Experimentos 1 e 2 sobre a propagação dos vórtices, seria explicada pela mera advecção dos mesmos devido a robusto jato introduzido pelo fluxo de volume barotrópico. Cabe ressaltar que, em ambos os experimentos não há produção de uma segunda perturbação no contorno norte.

### 3.5 Experimento 3

Esta seção detalha as soluções obtidas no Experimento 3, que simula a interação do sistema de correntes de contorno oeste puramente baroclínico com bancos gaussi-

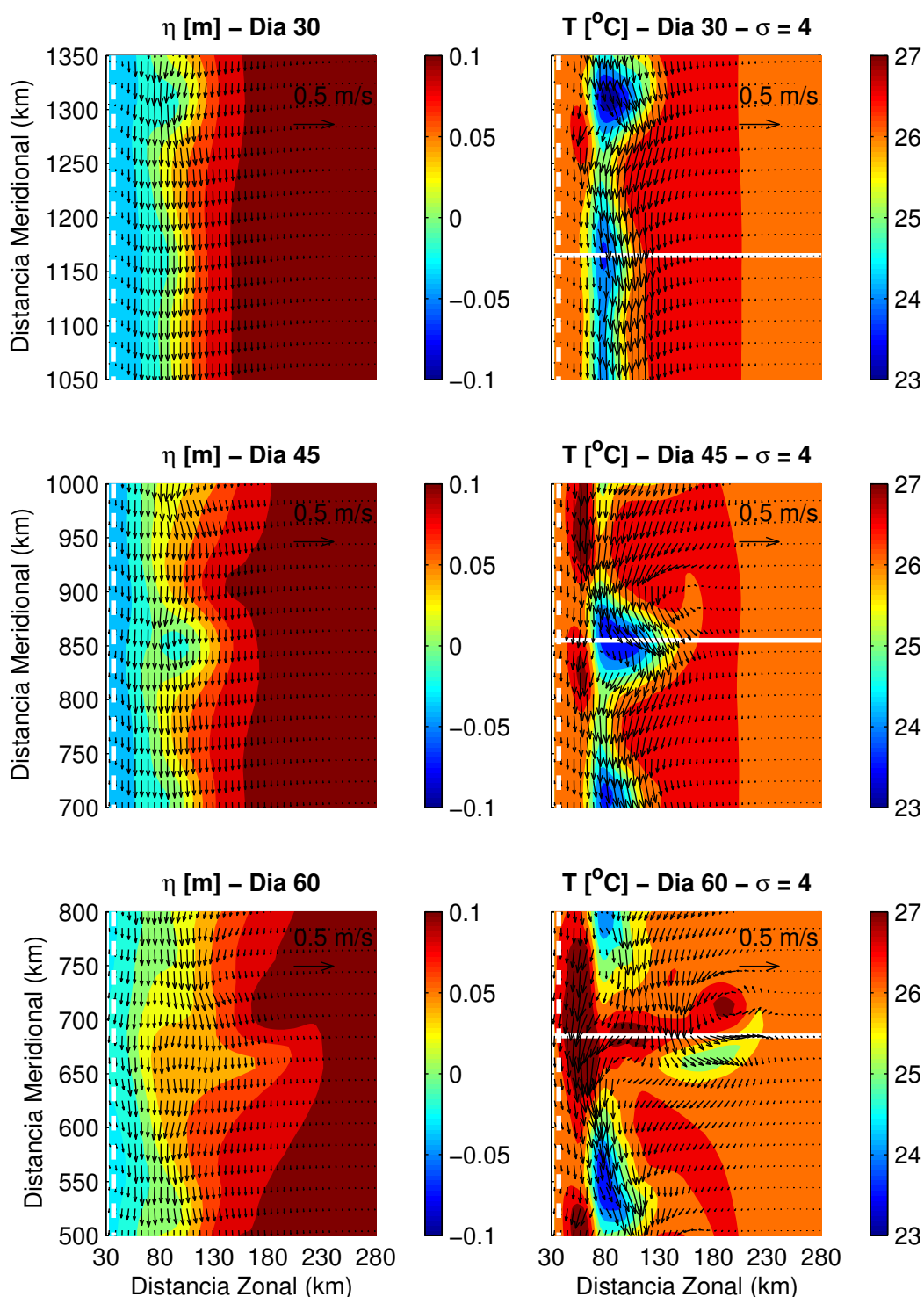


Figura 3.9: Detalhamento da Figura 3.8 evidenciando um dos vórtices simulados, nos dias 30 (painel superior), 45 (painel central) e 60 (painel inferior). Os painéis à esquerda são os campos de  $\eta$  e correntes barotrópicas, enquanto que os painéis à direita são os campos de temperatura e correntes superficiais. A linha branca tracejada demarca a isóbata de 80m e a linha branca cheia a localização da seção vertical.

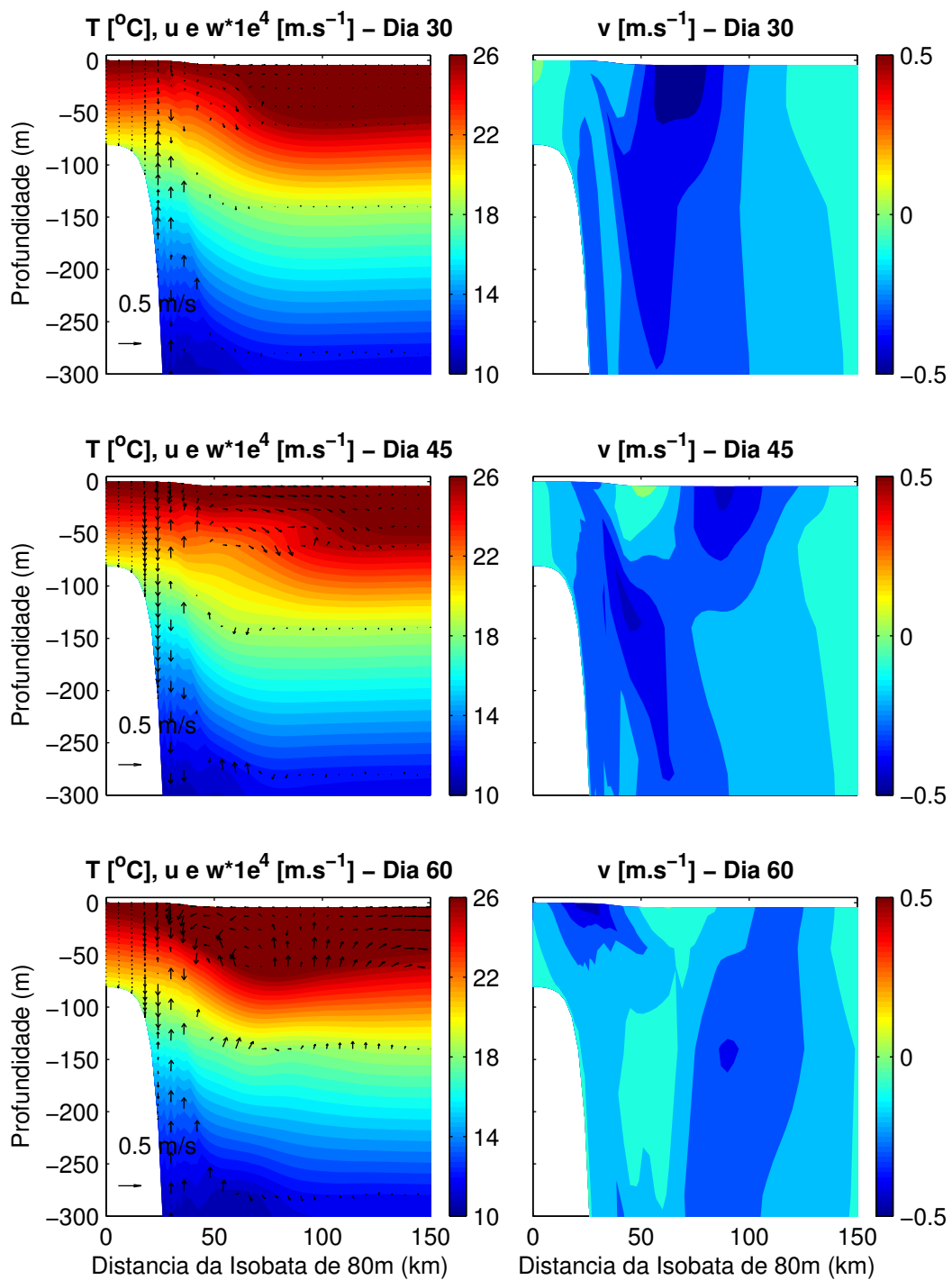


Figura 3.10: Seções verticais de temperatura,  $u$ ,  $w$  e velocidade normal à seção  $v$ , do vórtice evidenciado na Figura 3.9. Onde  $w$  foi multiplicado por um fator de  $10^4$ .

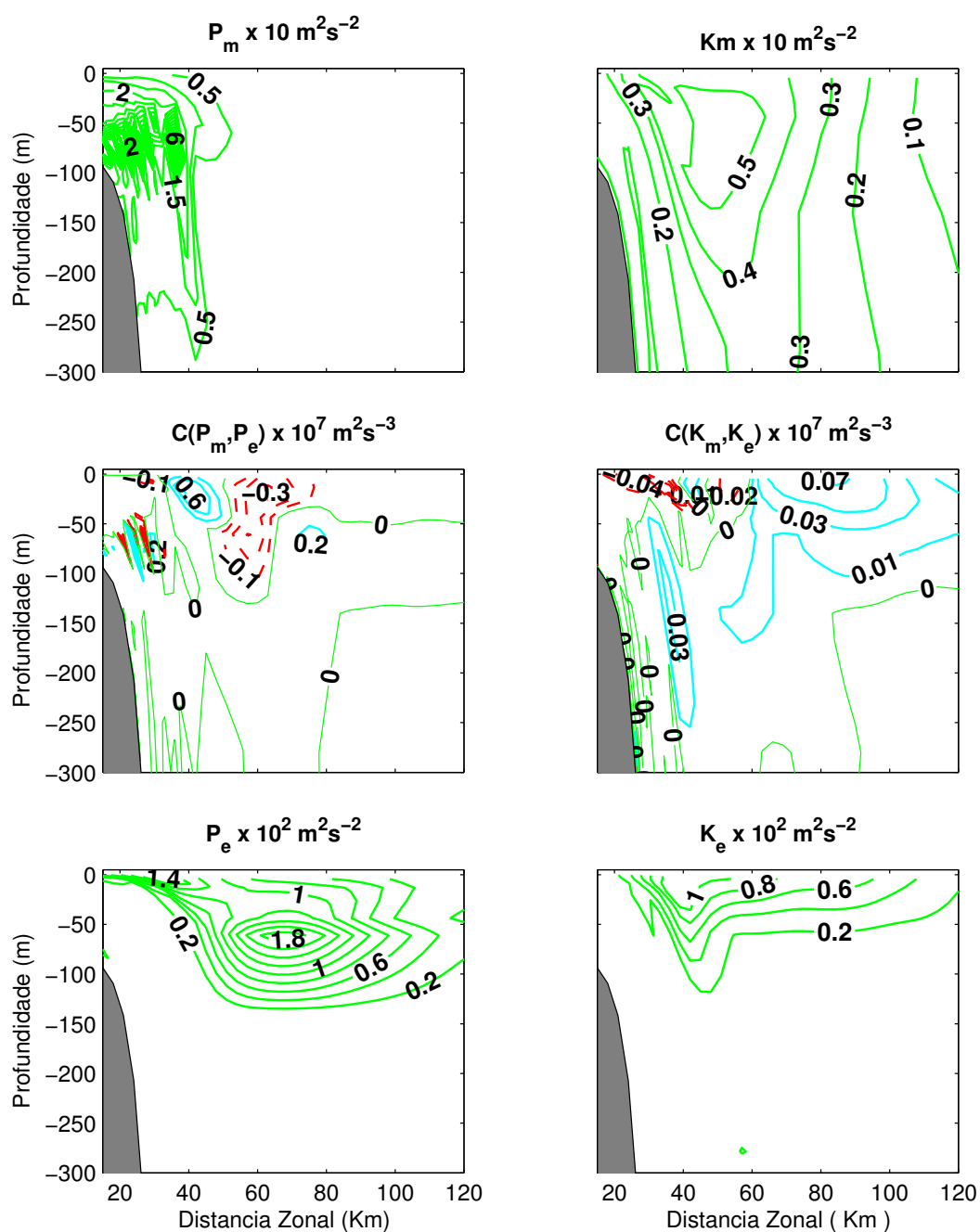


Figura 3.11: Seções verticais do balanço de energia perpendicular à isobáta de 80 m para o dia 45 do Experimento 2. Os painéis superiores são as distribuições de  $P_m$  e  $K_m$  escaladas por  $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Os painéis centrais são as distribuições das conversões baroclínicas  $C(P_m, P_e)$  e das conversões barotrópicas  $C(K_m, K_e)$ , escaladas por  $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ . Os painéis inferiores são as distribuições de  $P_e$  e  $K_e$  escaladas por  $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Linhas azuis cheias são valores positivos e linhas tracejadas vermelhas são valores negativos.

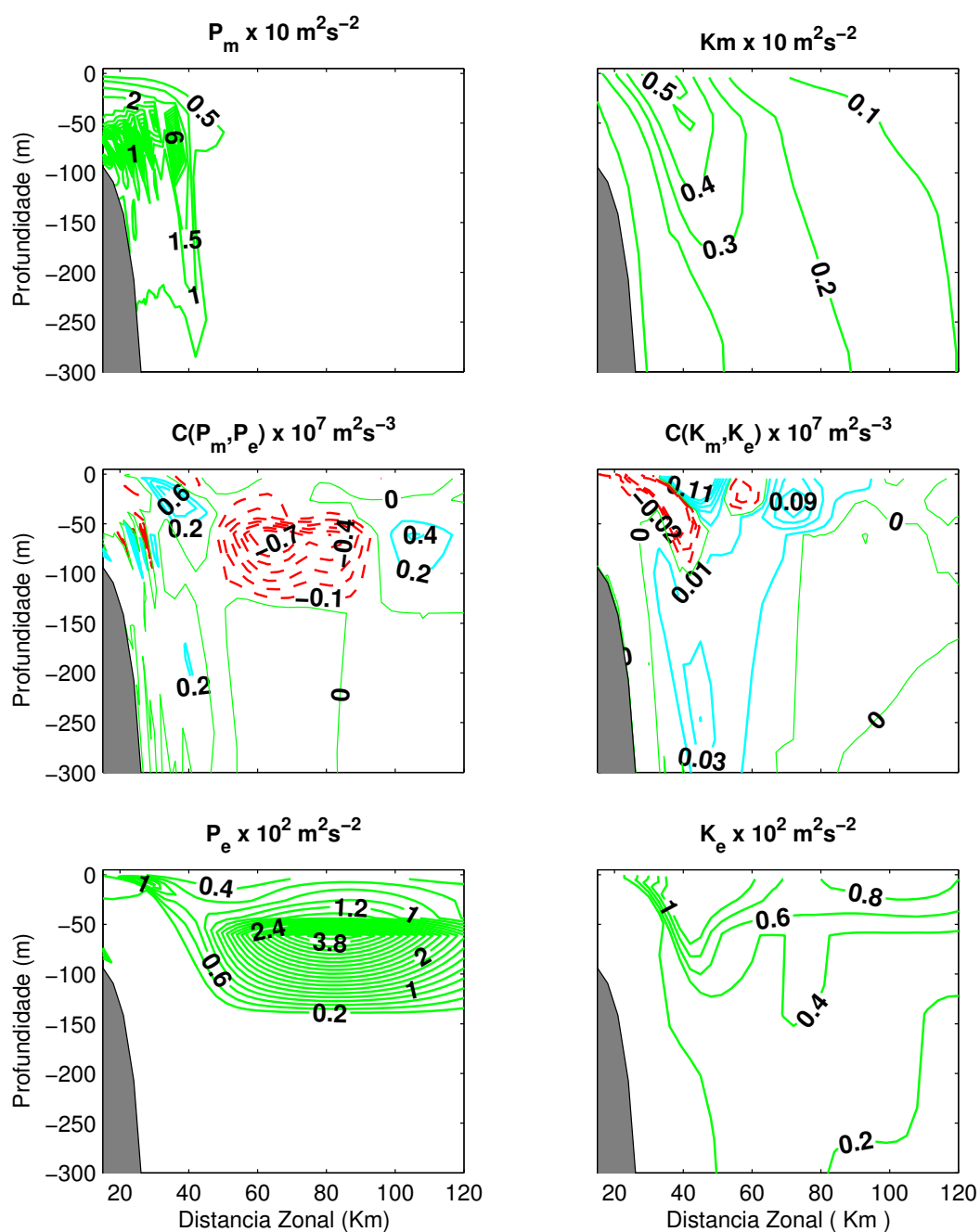


Figura 3.12: Seções verticais do balanço de energia perpendicular à isobáta de 80 m para o dia 75 do Experimento 2. Os painéis superiores são as distribuições de  $P_m$  e  $K_m$  escaladas por  $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Os painéis centrais são as distribuições das conversões baroclínicas  $C(P_m, P_e)$  e das conversões barotrópicas  $C(K_m, K_e)$ , escaladas por  $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ . Os painéis inferiores são as distribuições de  $P_e$  e  $K_e$  escaladas por  $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Linhas azuis cheias são valores positivos e linhas tracejadas vermelhas são valores negativos.

anos similares ao BA e ao BRC, comparando-as com os resultados dos experimentos anteriores.

A evolução temporal do Experimento 3 está apresentada na Figura 3.13. A simulação com os bancos mostra intensa instabilidade generalizada em toda extensão meridional do domínio, como já sugerido pelas conversões mais elevadas do painel inferior da Figura 3.1. Perturbações de pequena amplitude já são observadas ao longo da quebra de plataforma no dia 10 da simulação, consideravelmente antes dos experimentos anteriores. A inspeção cuidadosa da Figura 3.13 permite identificar que as perturbações surgem em pontos específicos ao longo do eixo da CB. Nesses pontos de preferência, ocorre intenso crescimento de vórtices, em contraste com os Experimentos 1 e 2, onde os vórtices crescem a partir de uma perturbação inicial gerada no contorno norte. Os pontos de preferência são as inflexões dos bancos gaussianos, BA e BRC, justamente onde estão localizados os gradientes topográficos meridionais mais intensos.

Em contraponto aos experimentos anteriores, o crescimento dos vórtices do Experimento 3 parece ocorrer num intervalo de tempo menor, de aproximadamente 10 dias. No dia 20 da simulação, na Figura 3.13 já observam-se vórtices maduros, ou seja escalados horizontalmente pelo  $R_d$ , com filamentos quentes já bem desenvolvidos sobre a quebra de plataforma. As taxas de crescimento estimadas para as perturbações deste experimento são na ordem de  $0,1 \text{ dia}^{-1}$ , ou seja aproximadamente o dobro dos Experimentos sem bancos.

Os vórtices formados na metade posterior do BA são semelhantes aos dos Experimentos 1 e 2. Quando no estágio maduro, apresentam escalas horizontais da ordem do  $R_d$  interno e a formação do filamento quente costeiro. Utilizando novamente a isoterma de  $24^\circ\text{C}$  como traçador, também obtemos diâmetros de  $\sim 50 \text{ km}$  para essas feições. O vórtice destacado na Figura 3.14 por localizar-se aproximadamente no mesmo lugar do VV, desenvolveu-se rapidamente a partir da perturbação inicial, vista no dia 10, ao estágio maduro no dia 20 da simulação. No dia 30 da mesma figura, deu origem a dois vórtices com escala  $R_d$ , imediatamente ao sul de sua posição original. No dia 45 já interage com um vórtice formado mais ao norte formando um terceiro ciclone ao largo. A fase final do experimento, tal qual o Experimento 1, parece caminhar para um estado de turbulência geostrófica, com o espalhamento de ciclones e anticiclones

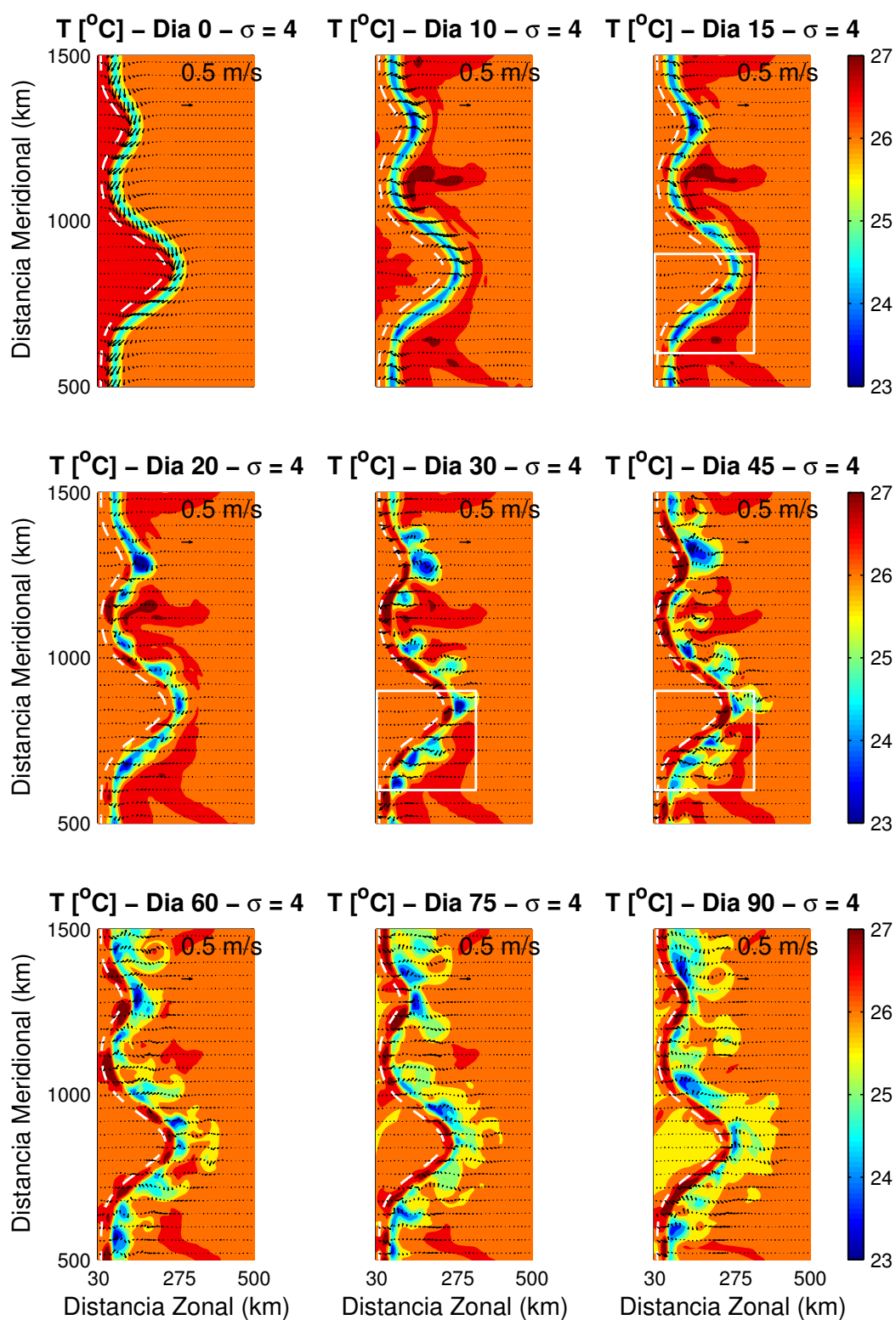


Figura 3.13: Campos de temperatura e corrente próximos à superfície para o Experimento 3, nos dias 0, 10, 15, 20, 30, 45, 60, 75 e 90 de simulação. A linha branca tracejada demarca a isóbata de 80m e a caixa branca demarca a região do domínio evidenciada na Figura 3.14.

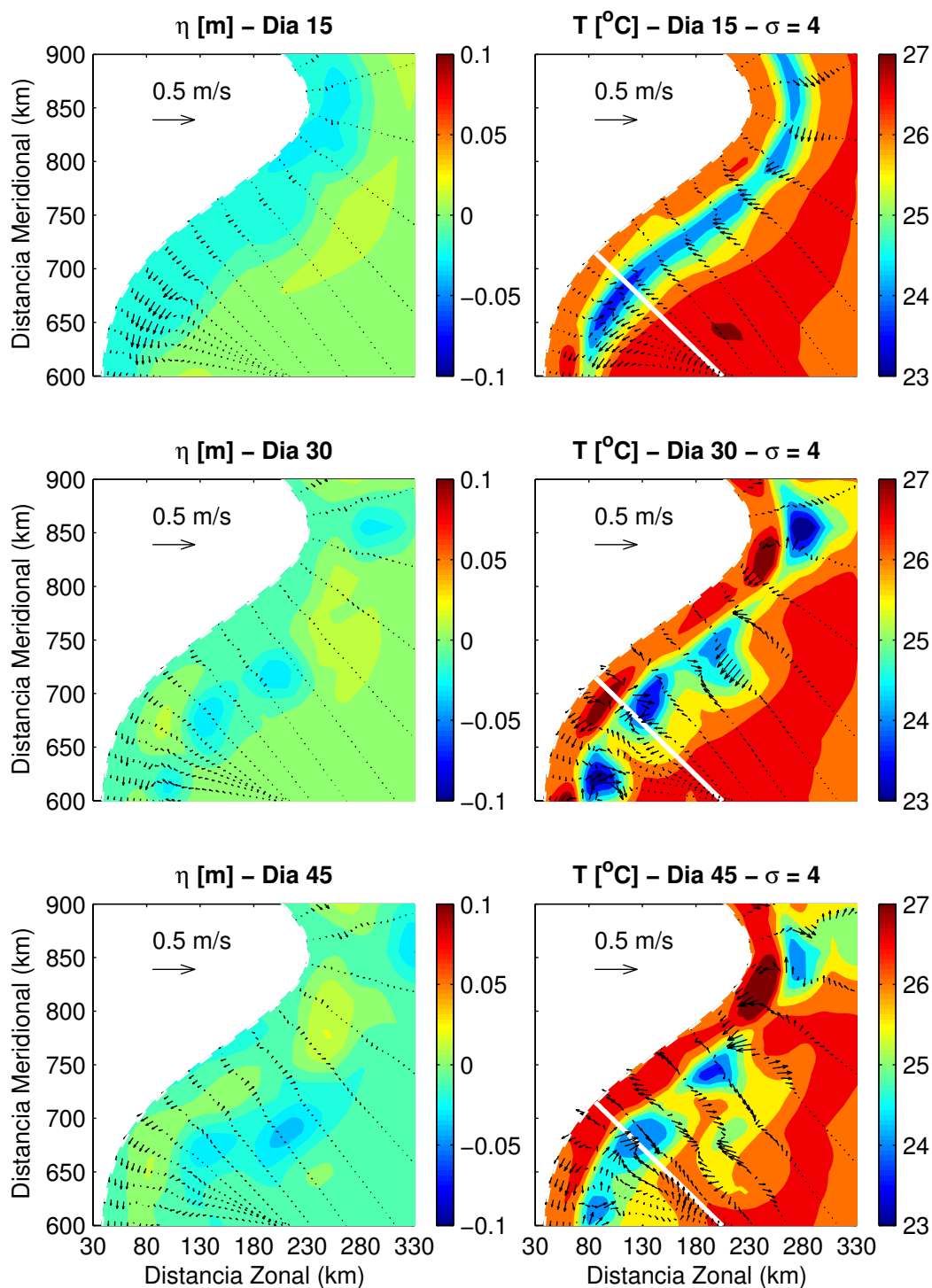


Figura 3.14: Detalhamento da Figura 3.13 evidenciando um dos vórtices simulados, nos dias 15 (painel superior), 30 (painel central) e 45 (painel inferior). Os painéis à esquerda são os campos de  $\eta$  e correntes barotrópicas, enquanto que os painéis à direita são os campos de temperatura e correntes superficiais.



pela zona baroclínica.

Não há evidências de que os vórtices produzidos neste experimento tenham propagado em alguma direção particular, apenas exibem crescimento e produção de novos vórtices periféricos.

A estrutura vertical dos ciclones costeiros da CB é apresentada na Figura 3.15. No dia 15, pode-se ver a ausência da assinatura da CB e da SNB, evidencia de que o processo de crescimento dos vórtices já havia iniciado. No dia 30 observa-se o soerguimento das isotermas da termoclina superior em acordo com a circulação ciclônica do vórtice, centrado à  $\sim 50$  km da quebra de plataforma. Note que neste instante, a extensão vertical deste vórtice é bastante rasa, em comparação aos vórtices simulados anteriormente. Pelo dia 45, ainda podemos observar a estrutura cilônica do vórtice dessa vez ocupando os primeiros 100 m da coluna d'água, mais próximo à quebra de plataforma.

A simulação demonstrou um intenso crescimento das perturbações até estas atingirem aproximadamente o  $R_d$  interno, quando então, exibem intensa atividade, emitindo ciclones e anticiclones secundários, que se espalham em direção ao oceano profundo e eventualmente ocupando toda extensão da zona baroclínica do sistema CB-SNB-CCP. Essa intensa atividade perturbada explica as altas taxas de conversão e energia perturbada observadas para este experimento, nas Figuras 3.1 e 3.16.

As seções verticais de energia (Figura 3.16), em acordo com as quantidades integradas, mostram ampla dominância da instabilidade baroclínica na formação dos ciclones no lado costeiro da CB, demarcados pelas altas magnitudes de  $P_e$  e  $K_e$ . Conversões baroclínicas pelo menos uma ordem de grandeza superior às barotrópicas são observadas centradas à 50 km da quebra, no mesmo lugar do vórtice mostrado nas Figuras 3.14 e 3.15. Como nos Experimentos anteriores, os ciclones do lado costeiro da CB são instabilidades baroclínicas, visto que as conversões barotrópicas são próximas a zero nas regiões ocupadas por eles. Supõem-se então que estas altas taxas de conversão baroclínica suportem as maiores taxas de crescimento estimadas para os vórtices deste experimento.

Em suma, os resultados do Experimento 3 apontam que o mesmo fenômeno que ocorre nos demais experimentos, ocorre aqui também, só que em patamares mais ele-

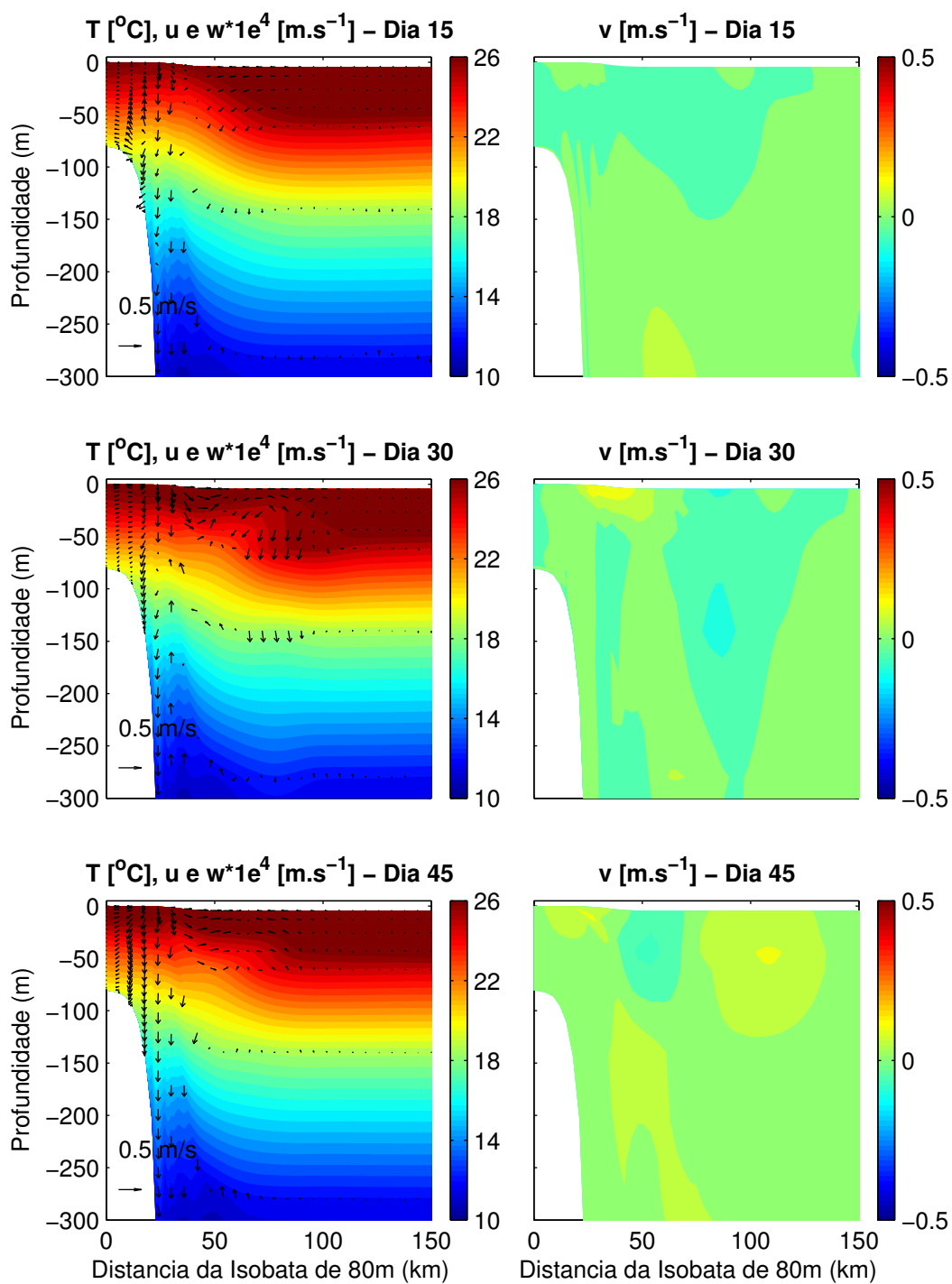


Figura 3.15: Seções verticais de temperatura,  $u$ ,  $w$  e velocidade normal à seção  $v$ , do vórtice evidenciado na Figura 3.14. Onde  $w$  foi multiplicado por um fator de  $10^4$ .

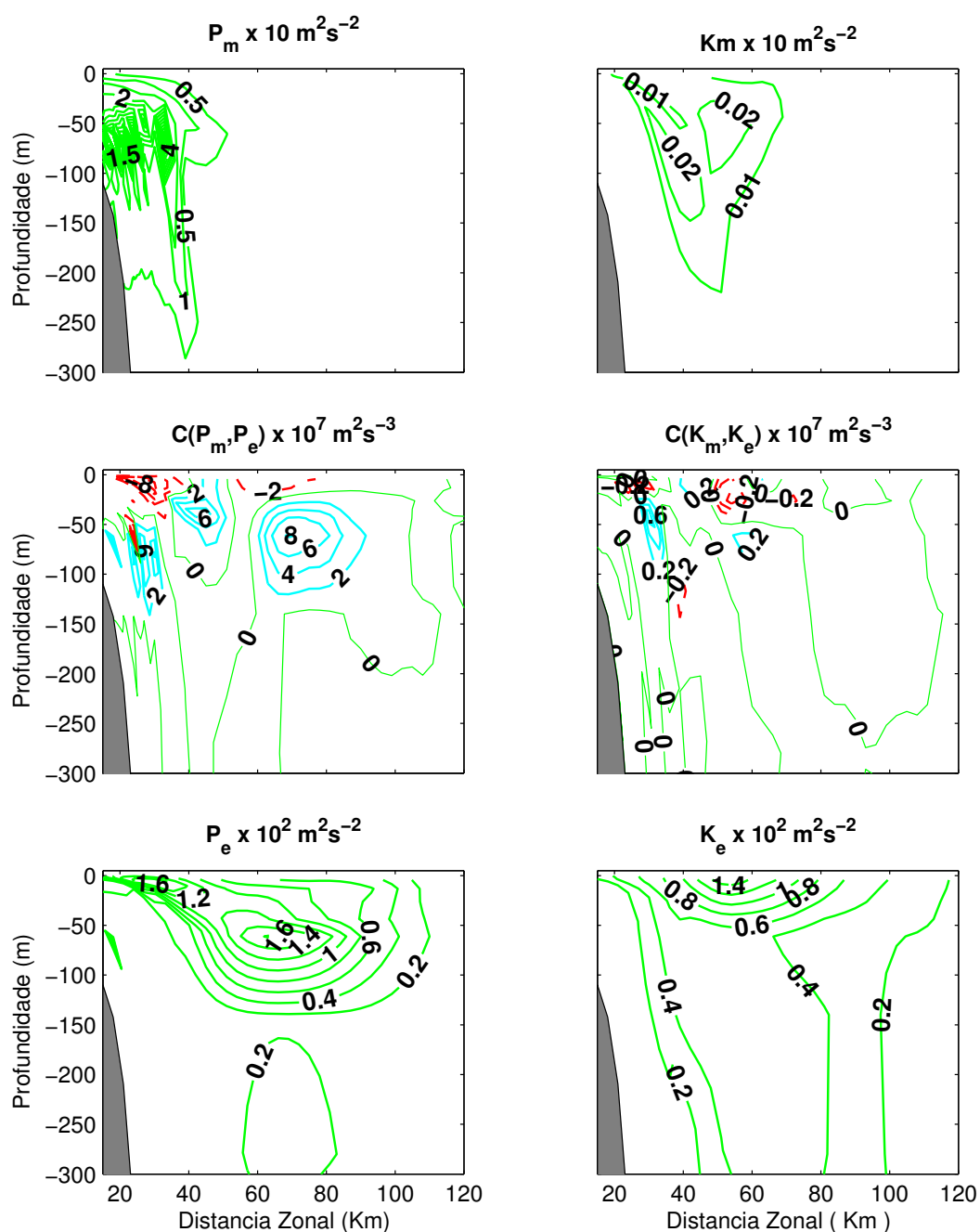


Figura 3.16: Seções verticais do balanço de energia perpendicular à isobáta de 80 m para o dia 30 do Experimento 3. Os painéis superiores são as distribuições de  $P_m$  e  $K_m$  escaladas por  $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Os painéis centrais são as distribuições das conversões baroclínicas  $C(P_m, P_e)$  e das conversões barotrópicas  $C(K_m, K_e)$ , escaladas por  $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ . Os painéis inferiores são as distribuições de  $P_e$  e  $K_e$  escaladas por  $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Linhas azuis cheias são valores positivos e linhas tracejadas vermelhas são valores negativos.

---

vados proporcionados pela interação com os bancos gaussianos. Ou seja, decorrente de um fenômeno de instabilidade baroclínica local.

# Capítulo 4

## Discussão

### 4.1 A Estabilidade do Sistema de Correntes de Contorno Oeste

Os resultados obtidos demonstraram que o sistema CB-SNB-CCP é instável. A instabilidade se manifesta pela formação de vórtices quase-estacionários com escala horizontal da ordem do raio de deformação interno, quando considerada que a componente barotrópica no escoamento é desprezível. Nos Experimentos 1 e 2, as taxas de conversão de energia integradas são relativamente baixas  $O(10^{-2})$  quando comparadas ao Experimento 3 e as simulações explicitamente perturbadas de *Miller & Lee* [1995].

Porém, as seções verticais de  $C(P_m, P_e)$  e  $C(K_m, K_e)$  em diversos dias dos Experimentos 1 e 2, comprovam que o crescimento dos ciclones do lado costeiro da CB é causado primariamente por instabilidade baroclínica. Suas taxas de crescimento são mantidas pelas taxas de conversão baroclínica, com valores típicos entre 0,2 e  $0,6 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ , que convertem a energia potencial contida na termoclina proxima ao talude superior e, justamente por ocorrer dessa forma localizada, tem sua importância relativa subestimada no cálculo integrado. Ao contrário, as conversões barotrópicas, uma ordem de grandeza menores, ocorrem amplamente distribuídas na coluna de água ao longo da zona baroclínica e conseqüentemente, quando integradas, têm sua contribuição elevada.

Apesar das taxas de crescimento dos vórtices estimadas para o Experimento 1 estarem de acordo com as taxas de crescimento obtidas no estudo linear de *Silveira* [2006], a

instabilidade do sistema de correntes de contorno oeste simulado neste trabalho parece favorecer ondas de comprimento menores daqueles esperados pelas análises clássicas de instabilidade baroclínica temporal, como as realizadas por *Silveira* [2006]. O presente estudo numérico também sugere que o crescimento horizontal das perturbações é limitado aproximadamente ao  $R_d$  enquanto que as mesmas encontram-se dentro da zona baroclínica, mesmo que as taxas de conversão mantenham-se positivas durante quase toda a simulação.

Esse limite contrasta com a teoria de turbulência geostrófica descrita por *Spall* [2000], em que o autor modela o crescimento de perturbações até a escala de Rhines. Uma possível causa desse limite ao  $R_d$  é simplesmente o curto tempo de integração do modelo. Porém, outros fatores, como a estratificação e a topografia de fundo empregados no modelo numérico utilizado aqui também são candidatos a limitantes da cascata. *Smith & Vallis* [2001], através de argumentos teóricos e simulações numéricas, concluíram que na presença de estratificação complexa, a cascata de energia dos modos baroclínicos mais altos ocorre preferencialmente em direção ao primeiro modo baroclínico e portanto, a escalas horizontais da ordem do raio de deformação associado. A estratificação possibilita que ondas internas drenem energia dos vórtices de meso-escala. Estas ondas, ao quebrarem podem gerar turbulência tri-dimensional, dissipando a energia perturbada para escalas moleculares, o oposto da cascata inversa de Rhines. A presença da topografia de fundo atua aumentando ainda mais a baroclinicidade do sistema, efetivamente espalhando a energia perturbada para escalas menores [*Treguier & Hua*, 1988]. A limitação da variabilidade de meso-escala à escalas da ordem do  $R_d$  nos oceanos extra-tropicais e nas correntes de contorno oeste foi observacionalmente corroborada pelas análises de dados altimétricos de *Stammer* [1997].

Comparativamente aos vórtices da região observados na literatura, os produzidos nas simulações são ligeiramente menores e consideravelmente mais rasos. Apesar dos diâmetros numéricos estarem em acordo com os diâmetros estimados pela hidrografia da literatura, a estrutura de velocidade dos mesmos é consideravelmente menor. *Silveira* [2006] mostrou que os vórtices na Bacia de Campos decaem com a profundidade e apresentam velocidades significativas apenas no domínio da CB, de cerca de 500 m de espessura nesta região. Similarmente, os vórtices obtidos neste estudo estão também

confinados ao domínio da CB mais rasa característica da costa leste brasileira.

A diferença entre os vórtices aqui modelados e o VV observado pode ser explicada pela configuração de jato do sistema de correntes modelado. A configuração escolhida é referente ao escoamento mais ao norte da região, onde a CB é mais rasa, menos intensa e menos larga. O VV, por exemplo, ocorre já dentro do Embaiamento do Espírito Santo, onde a CB já conta com o aporte de ACAS oriunda da bifurcação da CSE, tornando-se mais espessa e larga. Esta diferença estrutural explicaria a maior extensão vertical do VV observado em comparação com as simulações do presente estudo, pois nessa área, a CB estende-se até os 400 m de profundidade e transporta 6 à 8 Sv, ou seja 3 à 5 vezes mais que a CB do modelo.

Uma explicação adicional estaria relacionada à inclinação do talude. O talude do Embaiamento do Espírito Santo é mais suave do que ao largo do BA. Estudos sobre o efeito do talude sobre a estabilidade de correntes mostram que os comprimentos das ondas instáveis aumentam quando a inclinação do talude diminui [Xue & Mellor, 1993].

Em face do exposto acima, sugere-se que as características dos vórtices do sistema instável CB-SNB-CCP dependam primariamente dos parâmetros largura, profundidade, e intensidade das correntes que compõem o sistema, bem como da inclinação do talude e da estratificação de densidade.

## 4.2 O Papel dos Bancos e a Origem do Vórtice de Vitória

Ao contrário do esperado, a interação com os bancos não levou a formação de vórtices com características realistas, nem mesmo gerou comprimentos de onda maiores. Os vórtices produzidos no Experimento 3 possuem as mesmas escalas horizontais e verticais dos vórtices dos Experimentos 1 e 2. Isto se deve à utilização da mesma estrutura baroclínica de correntes nos três experimentos. A interação dos bancos com o escoamento proporciona uma vigorosa transferência de energia potencial disponível para o crescimento das perturbações, portanto, os bancos atuam como gatilhos que favorecem o mecanismo da instabilidade baroclínica, permitindo o rápido crescimento dos ciclones do lado costeiro da CB.

Essa transferência vigorosa parece ocorrer localizada em pontos específicos ao longo

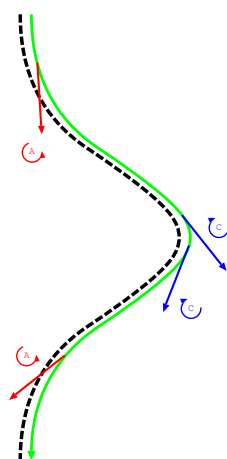


Figura 4.1: Esquema ilustrativo da geração de perturbações no campo de vorticidade da CB ao contornar um banco gaussiano.

de ambos os bancos, BA e BRC. Os pontos correspondem às áreas do domínio onde estão as inflexões dos bancos gaussianos e conseqüentemente, onde os gradientes meridionais da topografia são maiores. Nestes pontos, os possíveis deslocamentos, por inércia, das frentes das correntes induziriam fortes anomalias no campo de massa, elevando a importância do termo de conversão baroclínica, que pela equação 2.19 depende essencialmente da advecção dos gradientes de  $\bar{\rho}$ . Calado [2006] mostrou que a estrutura complexa de correntes na vertical ao enfrentar mudanças de orientação das isóbatas facilitam o chamado “fechamento de fase” das ondas instáveis e a ocorrência de conversões baroclínicas.

Assim, devido à conservação de vorticidade potencial, os deslocamentos frontais comportam-se como ondas de vorticidade embebidas no escoamento médio. Algumas destas ondas terão características que satisfazem os critérios de acoplamento ou “fechamento de fase” descritos pela teoria dos níveis críticos. O efeito primário dos bancos, então, é localmente perturbar o escoamento (Figura 4.1), drenando energia potencial através dos termos  $\overline{u' \rho'}$  e  $\overline{w' \rho'}$  da equação 2.19.

Uma analogia dinâmica que pode ser mencionada é a formação de trens de ondas instáveis a juzante da Elevação de Charleston no sistema da CG. Xue & Mellor [1993] modelaram tais estruturas, que apresentaram velocidade de fase para norte/noroeste e taxas de crescimento superiores às aqui modeladas. É sabido que a CG possui robusta componente barotrópica, ao contrário do que se supõem para o sistema CB-SNB-CCP



ao largo da costa leste brasileira. Entretanto, o Experimento 2 é elucidativo em representar que caso o sistema de correntes deste estudo tivesse uma componente barotrópica importante, certamente haveria notada propagação de perturbações para sul do domínio.

Os resultados deste estudo numérico sugerem que o BA e o BRC são importantes sítios de atividade instável, possivelmente responsável pela recorrência do VV e a origem do trem de ondas de vortacidade ao largo da costa sudeste sugerido pela imagem de TSM da Figura 1.9. Cabe ressaltar novamente, que o presente estudo não tem por objetivo reproduzir o mecanismo de formação e crescimento do VV, tal qual ele ocorre na natureza. A fiel reprodução das estruturas vorticais observadas está além da capacidade deste estudo idealizado. Ademais, o efeito da CVT não foi considerado no presente estudo.

# Capítulo 5

## Considerações Finais

### 5.1 Síntese e Conclusões

O objetivo central deste trabalho foi o estudo da estabilidade de um sistema de correntes de contorno oeste similar ao sistema CB-SNB-CCP observado ao largo da costa leste do Brasil. Buscamos responder o quão instável seria esse sistema de correntes e quais seriam as características das ondas instáveis geradas, afim de contribuir para o conhecimento dinâmico da rica variabilidade de meso-escala observada na região de estudo. Também buscamos entender qual o papel de duas importantes feições topográficas da área, o Banco de Abrolhos e o banco Royal Charlotte, na dinâmica do sistema de correntes simulado.

Neste estudo de processo, o modelo numérico tri-dimensional de equações primitivas POM foi utilizado para investigar a dinâmica do sistema CB-SNB-CCP em experimentos idealizados. Entretanto, estes experimentos devem ser encarados como ensaios de dinâmica de fluídos geofísicos, cujas simulações respondem a uma situação hipotética, sugerindo a potencialidade de ocorrência de certos fenômenos e suas possíveis causas.

Embasados na alta baroclinicidade do sistema de correntes de contorno ao largo do sudeste brasileiro, optamos por representar o escoamento CB-SNB-CCP através de um modelo paramétrico do campo de massa, calibrado com os dados hidrográficos oriundos dos Cruzeiros Abrolhos [Silveira *et al.*, 2006]. Mantendo o caráter idealizado do estudo, também empregamos topografia de fundo analítica, onde representamos

o talude da região por uma função tangente hiporbólica e o BA e o BRC através de funções gaussianas devidamente ajustadas.

Foram realizados três experimentos numéricos. O Experimento 1 simulou um escoamento puramente baroclínico fluindo sobre uma topografia meridionalmente uniforme. O Experimento 2 teve por objetivo simular o efeito de uma componente barotrópica sobre o mesmo escoamento e topografia do Experimento 1. Por fim, o Experimento 3 visou elucidar o papel dos bancos sobre o escoamento CB-SNB-CCP puramente baroclínico. Para identificar os mecanismos de crescimento das possíveis ondas instáveis, calculou-se o balanço de energia das simulações realizadas de acordo com o método de *Xue & Bane* [1997].

Os resultados dos três experimentos numéricos sugerem que o sistema CB-SNB-CCP é instável. Os ciclones quase-estacionários do lado costeiro da CB surgem como o principal modo de variabilidade desta corrente, e de acordo com a análise do balanço energético, o crescimento dessas feições resulta primariamente de instabilidade baroclínica do escoamento. A escala horizontal típica das ondas e vórtices instáveis modelados é escalada pelo raio de deformação interno, como esperado pela teoria de instabilidade baroclínica de escoamentos realisticamente estratificados. Nos Experimentos 1 e 3, as ondas instáveis apresentam um caráter quase-estacionário, ou seja aparentemente não propagam em nenhuma direção específica, o que corrobora o estudo de instabilidade linear de *Silveira* [2006].

A adição de uma componente barotrópica de sentido sul ao escoamento baroclínico possibilitou principalmente a advecção das perturbações. Nas simulações do Experimento 2, não foi detectado a presença de nenhum novo modo de oscilação no domínio da CB, nem alteração significativa das conversões de energia que alimentam as ondas instáveis.

O resultado do Experimento 3 prova que o BA e o BRC são importantes gatilhos para o desenvolvimento de ondas instáveis, favorecendo amplamente a instabilidade baroclínica do escoamento. Isto se traduz em crescimento explosivo de perturbações da ordem do raio de deformação interno.

Finalizando, concluímos que os ciclones de amplitude finita da CB, tais como o Vórtice de Vitória, são primariamente resultado de instabilidade baroclínica desta cor-

rente e cuja origem pode estar relacionada à interação das correntes de contorno oeste com a topografia.

Os trens de onda instáveis quase-estacionários aqui obtidos sugerem que provavelmente o meandramento da CB observado em latitudes até 28°S pode ser parte de um único sistema que se origina na região dos Bancos de Abrolhos e Royal Charlotte.

## 5.2 Sugestões para Trabalhos Futuros

Como já mencionado, o estudo acerca da estabilidade do sistema CB-SNB-CCP conduzido nesta dissertação é altamente idealizado. Diversos elementos da oceanografia e topografia da região de estudo não foram levados em conta na elaboração deste estudo, e que provavelmente exercem um papel importante em determinar as propriedades das ondas e vórtices instáveis do sistema de correntes de contorno oeste que flui ao largo de Abrolhos e do Embaio do Espírito Santo. Dentre os estudos a serem conduzidos, visando a sequência da investigação dinâmica de processo aqui apresentada, sugere-se:

- Aprimorar os modelos paramétricos para reconstruir diferentes configurações de escoamento, particularmente aquela observada ao sul do BA, dentro do Embaio do Espírito Santo, sítio preferencial do VV. Testar essas novas configurações do sistema de correntes no modelo numérico, a fim de obter ondas instáveis com comprimentos e extensão vertical mais realistas.
- Testar a influência de diferentes componentes barotrópicas na dinâmica do sistema CB-SNB-CCP, inclusive na presença dos bancos.
- Incluir na implementação do modelo numérico, a CVT e demais montes submarinos da região de Abrolhos.
- Utilizar forçamento lateral mais realista, para obter soluções em equilíbrio e também estudar possíveis modulações na produção de instabilidades, induzidas pela variabilidade do sistema de correntes de contorno oeste.
- Testar a resposta do sistema de correntes ao explicitamente perturbar o escoamento

médio, em frequência, comprimento de onda e amplitude pré definidos, tal qual *Miller & Lee* [1995].

- Comparar os vórtices do presente estudo com resultados de modelos mais simples de instabilidade temporal, como o empregado por *Silveira* [2006], que permitam saber os comprimentos de onda mais instáveis referentes ao escoamento utilizado neste estudo.
- Decompor objetivamente os modos de variabilidade das saídas das simulações utilizando FOEs (Funções Ortogonais Empíricas).
- Determinar objetivamente os comprimentos de onda mais instáveis utilizando análise espectral no domínio do número de onda.

Entretanto, avanços nos estudos de modelagem na região dependem fortemente de que observações de velocidade e estrutura de massa sejam realizadas. Em particular, urge que conheçamos a componente barotrópica do sistema de correntes de contorno oeste. Tais observações estão previstas para ocorrer no escopo do Projeto “Produtividade, Sustentabilidade e Utilização do Ecossistema do Banco de Abrolhos - PRO-ABROLHOS” entre 2007 e 2008.

# Referências Bibliográficas

- Barnier, B., P. Marchesiello, A. P. de Miranda, J. M. Molines, & M. Coulibaly, 1998: A sigma-coordinate primitive equation model for studying the circulation in the South Atlantic. Part I: Model Configuration with error estimates. *Deep-Sea Res.*, 45, 543 – 572.
- Blumberg, A. F. & L. H. Kantha, 1985: Open boundary conditions for circulation models. *J. Hydraul. Eng.*, 11, 237–255.
- Blumberg, A. F. & G. L. Mellor, 1987: A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In Three-dimensional coastal ocean models, N. S. Heaps (editor). American Geophysical Union, Washington, 1–16.
- Calado, L., 2001: Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 95 pp.
- Calado, L., 2006: Dinâmica da Interação da atividade de meso-escala da Corrente do Brasil com o fenômeno de ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, RJ. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 159 pp.
- Calado, L., A. Gangopadhyay, & I. C. A. Silveira, 2006: A parametric model for the Brazil Current meanders and eddies off southeastern Brasil. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L12602.
- Campos, E. D. J., D. Velhote, & I. C. A. Silveira, 2000: Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophys. Res. Lett.*, 27(6), 751–754.

- Campos, E. J. D., J. E. Gonçalves, & Y. Ikeda, 1995: Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight - summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100(C9), 18.537–18.550.
- Castro, B. M. & L. B. Miranda, 1998: Physical oceanography of the western atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S. *The Sea*, 11, 209–251.
- Cronin, M. & D. R. Watts, 1996: Eddy-Mean Flow Interaction in the Gulf Stream at 68°W. Part I: Eddy Energetics. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 2107 – 2131.
- Cushman-Roisin, B., 1994: *Introduction to geophysical fluid dynamics*. Prentice-Hall Inc., New Jersey, 320 pp.
- De Paula, A. C., I. C. A. d. Silveira, L. B. Miranda, S. E. Susini-Ribeiro, & M. Pompeu, 2004: A origem da Corrente do Brasil. *II Simpósio Brasileiro de Oceanografia*, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Evans, D. & S. R. Signorini, 1985: Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, 315, 48–50.
- Evans, D., S. R. Signorini, & L. Miranda, 1983: A note on the transport of the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1732–1738.
- Ezer, T. & G. L. Mellor, 1994: Diagnostic and prognostic calculations for the North Atlantic circulation and sea level using a sigma coordinate model. *J. Geophys. Res.*, 99(14), 14.159–14.171.
- Fernandes, A. M., 2001: Dinâmica baroclínica da Corrente do Brasil na região sudeste. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 108 pp.
- Fernandes, F. P. A., 2005: Modelos Teóricos Paramétricos do Sistema Corrente do Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 71 pp.
- Flather, R. A., 1976: A tidal model of the north-west European continental shelf. *Mem. Soc. R. Sci. Liege*, 10(6), 141–164.

- Gaeta, S. A., J. A. Lorenzetti, L. B. Miranda, S. Susini-Ribeiro, & M. Pompeu, 1999: The Vitória Eddy and its relation to the phytoplankton biomass and primary productivity during the austral 1995. *Arch. Fish. Mar. Res.*, 47, 253–270.
- Gangopadhyay, A. & A. R. Robinson, 2002: Feature-oriented regional modeling of oceanic fronts. *Dynam. Atmos. Oceans*, 36, 201–232.
- Garfield, N., 1990: The Brazil Current at subtropical latitudes. Tese de Doutorado, University of Rhode Island, Rhode Island, 121 pp.
- Godoi, S. S., 2005: Dinâmica quase-geostrófica do sistema Corrente do Brasil no embasamento de São Paulo (23,5°-27°S). Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 133 pp.
- James, C., M. Wimbush, & H. Ichikawa, 1999: Kuroshio meanders in the East China Sea. *JPO*, 29, 259–272.
- Johns, W. E., 1988: One-dimensional baroclinically unstable waves on the Gulf Stream Potential Vorticity Gradient near Cape Hatteras. *DAO*, 11, 323–350.
- Lima, J. A. M., 1997: Oceanic circulation on the Brazil Current shelf break and slope at 22°S. Tese de Doutorado, University of New South Wales, New South Wales, 144 pp.
- Mahiques, M. M., M. G. Tessler, A. M. Ciotti, I. C. A. Silveira, S. H. M. Sousa, T. C. C. G. Figureira, R. L., V. V. Furtado, & R. F. Passos, 2004: Hydrodynamically driven patterns of modern sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. *24*, 1685–1697.
- Mascarenhas, A. S., L. B. Miranda, & N. J. Rock, 1971: A study of oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. *Costlow J. D.*, 1, 285:308.
- Mattos, R. A., 2006: 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.
- Mellor, G., 1998: A three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. *Users Guide for the Princeton Ocean Model*, pp 1 – 41.



- Mellor, G. L., T. Ezer, & L.-Y. Oey, 1994: The pressure gradient coundrum of sigma coordinate ocean models. *J. Atmos. Oc. Tech.*, 11.
- Mellor, G. L. & T. Yamada, 1992: Development of turbulent closure model for geophysical fluid dynamics problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851–875.
- Miller, J. & T. Lee, 1995: Gulf Stream meanders in the South Atlantic Bight. Part I: Scaling and Energetics. *J. Geophys. Res.*, 100(c4), 6687–6704.
- Oey, L. Y., 1988: A Model of Gulf-Stream Frontal Instabilities, Meanders and Eddies along the Continental Slope. *J. Phys. Oceanogr.*, 18(2), 211–229.
- Oey, L. Y., T. Ezer, G. L. Mellor, & P. Chen, 1992: A Model study of “bump” induced western boundary current variabilities. *J. Mar. Sys.*, 3, 321–342.
- Palma, E. & R. Matano, 1998: On the implementation of open boundary conditions for a general circulation model: The barotropic mode. *J. Geophys. Res.*, 103(C1), 1319 – 1341.
- Palma, E. & R. Matano, 2000: On the implementation of open boundary conditions for a general circulation model: The three-dimensional case. *J. Geophys. Res.*, 105(C4), 8605 – 8627.
- Pedlosky, J., 1987: *Geophysical fluid dynamics*. Springer, New York, 728 pp.
- Reid, J. L., 1989: On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers and transports. *Prog. Oceanogr.*, 23(3), 149–244.
- Schmid, C. H., H. Schafer, G. Podesta, & W. Zenk, 1995: The Vitória Eddy and its relation to the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 25(11), 2532–2546.
- Schmidt, A. C. K., W. Ceccopieri, I. C. A. Silveira, & J. A. M. Lima, 2007: Modelo paramétrico de velocidade do sistema corrente do brasil. *Rev. Bras. Geofis.*, [submetido].
- Signorini, S. R., 1978: On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Res.*, 25(5), 481–490.
- Silveira, I. C. A., 2006: O sistema corrente do brasil na bacia de campos, rj. Tese de Livre Docência. *Universidade de São Paulo*, 160 pp.

- Silveira, I. C. A., L. Calado, B. M. Castro, M. Cirano, J. A. M. Lima, & A. S. Mascarenhas, 2004: On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current System. *Geophys. Res. Lett.*, 31(14), L14.308.
- Silveira, I. C. A., E. O. Ribeiro, R. A. Mattos, F. P. A. Fernandes, & J. M. L. Lima, 2006: Mesoscale Brazil Current Patterns between 18°-22° S. *Ocean Sciences Meeting 2006*, AGU/ASLO/IAPSO/TOS, Honolulu, OS45N-12.
- Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. Godoi, & Y. Ikeda, 2000: A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *R. bras. Oceanogr.*, 48(2), 171-183.
- Smith, K. S. & G. K. Vallis, 2001: The Scales and Equilibration of Midocean Eddies: Freely Evolving Flow. *J. Phys. Oceanogr.*, 31(2), 554-571.
- Spall, M. A., 2000: Generation of strong mesoscale eddies by weak ocean gyres. *J. Mar. Res.*, 58, 97-116.
- Stammer, D., 1997: Global Characteristics of Ocean Variability Estimated from Regional TOPEX/POSEIDON Altimeter Measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, 27(8), 1743-1769.
- Stommel, H., 1958: The abyssal circulation. *Deep-Sea Res.*, 5, 80-82.
- Stramma, L. & M. England, 1999: On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104(C9), 20.863-20.883.
- Treguier, A. M. & B. L. Hua, 1988: Influence of bottom topography on stratified quasi-geostrophic turbulence in the ocean. *J. Astrophys. Fluid Dyn.*, 43(3), 265-305.
- Velhote, D., 1998: Modelagem numérica da ressurgência da quebra de plataforma induzida por vórtices ciclônicos da Corrente do Brasil na Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 134 pp.
- Viana, A. R., J. C. Faugères, R. O. Kowsmann, J. A. M. Lima, L. F. G. Caddah, & J. G. Rizzo, 1998: Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. *Sement. Geol.*, 115, 133-157.

- Xue, H. J. & J. M. J. Bane, 1997: A Numerical Investigation of the Gulf Stream and Its Meanders in Response to Cold Air Outbreaks. *J. Phys. Oceanogr.*, 27(12), 2606–2629.
- Xue, H. J. & G. Mellor, 1993: Instability of the Gulf-Stream Front in the South-Atlantic Bight. *J. Phys. Oceanogr.*, 23(11), 2326–2350.
- Zembruski, S., 1979: 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, 129–177.

# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)