

Alexandre Macedo Fernandes

**Dinâmica baroclínica da Corrente do Brasil na  
região sudeste**

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

Orientador:

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

SÃO PAULO

2001

# Sumário

Resumo	iii
Abstract	vi
Abstract	viii
Lista de Figuras	xvi
Lista de Tabelas	xvii
<b>1 Introdução</b>	<b>1</b>
1.1 A Corrente do Brasil . . . . .	1
1.1.1 Estrutura Vertical da Corrente do Brasil . . . . .	4
1.1.2 Meandramento da Corrente do Brasil ao Largo do Sudeste Brasileiro . . . . .	9
1.1.3 Objetivos . . . . .	16
<b>2 Estrutura Dinâmica da Corrente do Brasil</b>	<b>19</b>
2.1 A Seção TRANSCOBRA ao Largo de Cabo Frio . . . . .	19
2.2 Análise da Estrutura Vertical . . . . .	23
2.2.1 Perfil médio da Frequência de Estratificação . . . . .	23
2.2.2 Cálculo dos modos da estrutura vertical . . . . .	27

2.2.3	Composição Modal do Sistema CB-CCI . . . . .	29
2.3	A Calibração Dinâmica . . . . .	31
2.3.1	O princípio . . . . .	31
2.3.2	Aplicação e resultados . . . . .	32
<b>3</b>	<b>Evidências de Instabilidade Baroclínica</b>	<b>37</b>
3.0.3	Condições Necessárias para Instabilidade Baroclínica . . . . .	38
3.0.4	Parametrização da Inclinação de Fundo . . . . .	38
3.0.5	Avaliação das Condições de Instabilidade . . . . .	41
3.0.6	Instabilidade de Primeiro Modo . . . . .	44
<b>4</b>	<b>O Modelo Numérico</b>	<b>46</b>
4.1	Descrição do Modelo Numérico . . . . .	46
4.2	Grade do Modelo e Batimetria . . . . .	48
4.2.1	Grade Horizontal . . . . .	48
4.2.2	Estrutura Vertical de Densidade . . . . .	51
4.3	Funções Forçantes . . . . .	54
4.4	Condições de Contorno . . . . .	57
<b>5</b>	<b>Experimentos Numéricos</b>	<b>58</b>
5.1	Experimento ETR . . . . .	59
5.1.1	Características e estabilização . . . . .	59
5.1.2	Circulação Média . . . . .	60
5.1.3	Variabilidades de Meso-escala . . . . .	65
5.2	Experimento ETI . . . . .	81
5.2.1	Características e estabilização . . . . .	81
5.2.2	Circulação Média . . . . .	82
5.2.3	Variabilidades de Meso-escala . . . . .	84

<i>SUMÁRIO</i>	iii
<b>6 Considerações Finais</b>	<b>98</b>
6.1 <b>Sumário e Conclusões</b> . . . . .	98
6.2 <b>Propostas Futuras</b> . . . . .	102
<b>Referencias Bibliograficas</b>	<b>104</b>



# Resumo

A Corrente do Brasil (CB) enquanto flui ao largo do Sudeste Brasileiro, da superfície até níveis picnoclínicos desenvolve largos meandros de amplitude finita, que ocasionalmente se fecham em vórtices. Em níveis sub-picnoclínicos da coluna de água na mesma região, a Corrente de Contorno Intermediária (CCI), flui para norte, e compõe assim o sistema CB-CCI.

No estudo da dinâmica baroclínica da CB, utilizamos as primeiras perfilagens de velocidade e temperatura realizadas durante o Experimento “Transporte da Corrente do Brasil TRASCOBRA” [Evans e Signorini, 1993] com o intuito de estimarmos a estrutura dos modos dominantes do sistema e avaliarmos as evidências de instabilidade geofísica. Esta análise de dados mostrou que quase 40% da variabilidade dinâmica do sistema é devida ao primeiro modo baroclínico. Pelo menos 60% desta variabilidade, é explicada pelos modos barotrópico e baroclínico.

Os resultados da composição modal do sistema sugerem por conseguinte, que uma configuração de dois modos ou de duas camadas apenas pode ser empregada para o estudo de processos de meso-escala na região. Assim, utilizamos a técnica de calibração dinâmica, proposta por *Flierl* [1978], para um oceano de duas camadas, no intuito de aproximarmos a estrutura do oceano estratificado à do oceano de duas camadas através da determinação dos parâmetros profundidade de repouso da interface entre as duas camadas ( $H_1$ ) e variação de densidade normalizada entre as camadas ( $\epsilon$ ). Os valores de  $H_1=494$  m e  $\epsilon=1,1\times 10^{-3}$  obtidos reproduzem o raio de deformação interno calculado a partir de observações e limita, no oceano aproximado por camadas, a CB à extensão vertical habitualmente mencionada na literatura.

A implementação regional do modelo de Coordenadas Isopicnais da Universidade de Miami (MICOM), contendo duas camadas e calibrado dinamicamente é então utilizada no estudo da dinâmica do meandramento da CB ao largo do sudeste brasileiro.

Os resultados confirmam que a atividade de meso-escala da CB pode ser estudada

sob a ótica da dominância do primeiro modo baroclínico. Meandros baroclínicos de cerca de 400-450 km de comprimento, se propagam para sudoeste com velocidade de 0,20 m/s e crescem temporalmente durante a propagação.

A análise dos dados do Experimento TRANSCOBRA revela que o sistema CB-CCI na região de Cabo Frio é potencialmente baroclinicamente instável, e este fato pode justificar o crescimento da amplitude dos meandros obtidos nos experimentos numéricos. Os meandros simulados, talvez por seu amplo comprimento de onda, mostram-se pouco sensíveis à variação da topografia do talude mas sua geração pode estar relacionada à orientação da linha de costa.

# Abstract

The Brazilian Current (BC) develops large finite amplitude meanders that occasionally necks off in isolated eddies as it flows off the Southeast Brazilian coast. At pycnoclinic levels of the same oceanic region, an organized Intermediate Western Boundary Current (IWBC) flows northward and composes the BC-IWBC system.

In order to investigate the baroclinic dynamics of the BC meanders, we explore the pioneer velocity profile measurements of the "Brazilian Current Transport Experiment TRANSCOBRA" that are described in the [*Evans e Signorini, 1993*] article, in order to estimate the BC-IWBC modal structure and to evaluate conditions for geophysical instability.

The analysis revealed that about 40% of the vertical variability of the current system can be explained by the first baroclinic mode alone. At least 60% of such variability are due to the barotropic and the first baroclinic modes.

The modal composition results suggest that a two mode configuration may suffice to explore processes related to the BC meander dynamics. We opted to pursue this phenomenon investigation considering a two layer vertical structure. We thus employ the layer calibration technique, proposed by *Flierl* [1978] to obtain an approximate vertical density distribution which is dynamically consistent with the observed, continuously-stratified ocean. Following this approach we determine the rest layer interface depth  $H_1=494$  m and the normalized layer density difference  $\epsilon=1,1\times 10^{-3}$  that reproduce the internal deformation radius estimated from the observations and limit the BC vertical extension to depths traditionally reported in the literature.

We then implement a regional version of the Miami Isopicnic Coordinate Ocean Model (MICOM), with the dynamically-calibrated layer configuration to simulate BC meandering off Southeast Brazil. The obtained results are reassuring about the importance of first-baroclinic dynamics on the meander phenomenon. The model-generated meanders presents wavelengths of about 400-450 km and propagate southwest with

phase speed 0,20 m/s.

We also note that the meander amplitudes grow as they propagate. The simulated meander amplitude growth is consistent with the TRANSCOBRA data analysis that pointed to a potentially baroclinically unstable BC-IWBC system. The numerical experiments also indicate that the meander development can be more sensitive to the coast line geometry than to bathymetric changes.

# Agradecimentos

Agradeço ao meu grande amigo e orientador Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira pelos ensinamentos, pela preocupação e pelas palavras de incentivo que sempre me concedeu tanto pessoalmente quanto profissionalmente. Além disso, agradeço também pela sua extrema competência e seriedade que ajudaram a tornar possível a realização do presente trabalho.

Agradeço ao caro Prof. Dr. Edmo José Dias Campos (meu Co-Orientador) pelas discussões e sugestões feitas ao trabalho e pelas oportunidades de enriquecimento profissional que me concedeu ao longo deste mestrado.

Agradeço ao ilustre Prof. Dr. Afonso de Moraes Paiva que mesmo remotamente dignou-se a prestar valiosas sugestões ao trabalho e que, de forma detalhada e inteligente, contribuiu fundamentalmente para o enriquecimento deste documento em sua fase final de conclusão.

Agradeço a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo suporte financeiro dado ao trabalho.

Agradeço ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento (CNPq) pelo suporte financeiro dado ao projeto de cooperação internacional (Proc: 910018/98-7, Convênio CNPq/NSF).

Agradeço aos muitos amigos que encontrei e ainda tenho encontrado nesta cidade, sobretudo no Instituto Oceanográfico. Alunos, professores e funcionários com os quais sempre mantive uma harmoniosa e agradável convivência.

Agradeço à excelente turma de Oceanografia Física do ano de 1999 da qual tive o privilégio de fazer parte: Arcilan, Hemerson, Felipe, Gabriel, Leandro, Marcelo, Renato e Sueli. Com quem troquei valiosas experiências profissionais convivendo, dia à dia, de forma extremamente amigável.

Agradeço aos meu companheiros de laboratório (Lado), Domingos (mingau, caprichoso), Paulo Enrique (PH), Caio (surfista caipira), André (grande cantor de pagode),

que em breve estara novamente conosco, e ao saudosso Augusto, que faz muita falta a este laboratório. Agradeço com muito carinho a minha querida amiga Prof. Msc. Sueli Suzana de Godoi (nossa Co-Orientadora) pelos seus ensinamentos e sua incansável preocupação com meu bem-estar profissional e pessoal.

Gostaria de agradecer agora ao grande amigo e profissional Leandro Calado (cuja descrição dos apelidos teria muito mais páginas do que este documento). Um amigo, com quem pude contar em todos os momentos. Um profissional de extrema dedicação na qual muitas vezes me inspirei. Uma pessoa de muito caráter a quem desejo toda felicidade que a vida puder lhe conceder.

Agradeço aos grandes amigos e companheiros de graduação: Luciana, Raquel, Marcos e a querida Aline (beth pimentinha) pela nossa sempre maravilhosa convivência.

Agradeço, aos meus eternos amigos: Antônio Cícero, Marco Aurélio, ao Anderson (caveira), a Roberta (belzinha) e Rafael (kid, tatui gigante), ao Rogério (Roger), Renata (Re) e o pequeno-grande Matheus, ao Gerson (Lobão) e a Kássia e Kamille. O carinho e a preocupação de todos vocês ao longo desse tempo em que tenho estado ausente da nossa cidade maravilhosa (Rio de Janeiro) têm sido um imenso estímulo para min, me ajudando a suportar a profunda falta que me fazem.

Agradeço muito aos meus queridos tia Lúcia e tio Cícero pelo carinho paternal que sempre me dedicaram.

Agradeço aos meus maravilhosos afilhados: Maíra, Luan e Yago pela energia e bondade que vocês irradiam a todo instante, e que me faz tanta falta.

Agradeço a minha querida tia Neuza por sua sempre incansável torcida pela minha felicidade. Agradeço também ao meu querido primo Marcelo e aos meus tios Cícero e Orlando pela grande consideração que sempre comigo tiveram.

Agradeço a minha querida avó Maria de Lourdes pelo carinho, pela preocupação e pela ajuda dedicados a min durante toda a vida.

Agradeço ao meu adorado irmão Bruno, meu grande amigo, pela sua constante

preocupação comigo.

Agradeço ao meu amado pai que nunca mediu esforços para garantir a felicidade dos filhos. Que tanto tem me ajudado e aconselhado e cuja maior recompensa exigida, minha presença, não tenho podido lhe dar. Pai este documento é o pouco que te ofereço como justificativa para toda esta ausência.

Agradeço a minha querida esposa Renata. Uma mulher de muita personalidade e caráter. Uma mãe admirável. Uma grande companheira que tem estado ao meu lado nas alegrias e tristezas que a vida tem nos reservado.

Por último, Agradeço à DEUS pela minha saúde, pela proteção que tem me concedido e principalmente pelo maior presente que já recebi na vida, minha filha Isabela. Um bebe lindo que, a cada dia, me dá muitas lições de vida enchendo de alegria o meu coração. Filha, é indescritível o amor que sinto por ti.

Este trabalho é dedicado a **Dacler Macedo Fernandes**, minha mãe, por cada segundo do mais profundo amor que você sempre me concedeu ao longo da vida.



# Lista de Figuras

1.1	Representação esquemática da hipótese de Stommel para explicar a fraca intensidade relativa da Corrente do Brasil (painel inferior) comparativamente à Corrente do Golfo (painel superior). De acordo com <i>Stommel</i> [1965]. . . . .	4
1.2	Diagrama -TS característico da Corrente do Brasil. De acordo com <i>Silveira et al.</i> [2001]. . . . .	5
1.3	Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste no nível de 250 m. De acordo com <i>Silveira et al.</i> [2001]. . . . .	6
1.4	Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste no nível de 800 m. De acordo com <i>Silveira et al.</i> [2001]. . . . .	7
1.5	Imagem AVHRR da região sudeste do Brasil. As águas quentes são características da Corrente do Brasil e as ondulações configuram meandros. De acordo com <i>Silveira &amp; Lima</i> [2001]. . . . .	10
1.6	Vórtice da Corrente do Brasil obtido por análise dinâmica de dados hidrográficos. De acordo com <i>Signorini</i> [1978]. . . . .	11
1.7	Seção de velocidade em 22,5° S obtida com a versão seccional do POM. De acordo com <i>Silveira &amp; Lima</i> [2001]. . . . .	13
1.8	Estrutura dos cinco primeiros modos de pressão normalizados. De acordo com <i>Silveira e Lima</i> [2001]. . . . .	13

1.9	Perfis verticais de frequência de Brunt-Väisällä média (painel esquerdo), de velocidade meridional $V$ (painel central) e de gradiente zonal de vorticidade potencial básica média $\partial Q/\partial x$ (painel direito). De acordo <i>Silveira &amp; Lima</i> [2001]. . . . .	14
1.10	Seção de velocidade em $22,5^\circ$ S obtida com a versão tridimensional do POM. De acordo com <i>Calado</i> [2001]. . . . .	15
1.11	Perfis verticais de frequência de Brunt-Väisällä média (painel esquerdo), de velocidade meridional $V$ (painel central) e de gradiente zonal de vorticidade potencial básica média $\partial Q/\partial x$ (painel direito). . . . .	16
2.1	Área do cruzeiro TRANSCOBRA de abril de 1983, mostrando a localização das estações Pegasus. Em contorno, exhibe-se a topografia da isoterma de $15^\circ\text{C}$ obtida por levantamento de XBT. De acordo com <i>Evans e Signorini</i> [1983] . . . . .	21
2.2	Paineis superior e central: amostra do registro bruto de temperatura e velocidades, respectivamente, do perfildor Pegasus para a estação TC4. Painel inferior: velocidades rotacionadas (TC4) para as direções ao longo e através do jato. . . . .	22
2.3	Diagrama T-S climatológico (em azul), obtido a partir de <i>Levitus et al.</i> [1994] e diagrama T-S ajustado (em vermelho). . . . .	24
2.4	Perfis médios (lateralmente): temperatura observada (painel superior), salinidade inferida (painel central) e densidade potencial calculada (painel inferior). . . . .	25
2.5	Frequência de Estratificação média . . . . .	26
2.6	Amplitude dos Modos Normais . . . . .	28
2.7	Perfil de velocidade bruto (linha verde) e alisado (linha azul). . . . .	30
2.8	Representação esquemática do oceano de camadas. Gentilmente cedida por MSc. Carlos Augusto C. Leal Silva . . . . .	33

2.9	Amplitudes modais para o oceano de duas camadas dinamicamente calibrado. . . . .	36
3.1	Batimetria da região de Cabo Frio extraída das cartas GHEBCO . . . . .	39
3.2	Ajuste linear da média zonal da topografia de fundo. . . . .	40
3.3	Perfil vertical da velocidade suavizada (linha vermelha) e da velocidade reconstituída a partir dos 4 primeiros modos dinâmicos (linha azul). . . . .	42
3.4	Perfis verticais do gradiente vertical de $\bar{v}$ e do gradiente zonal de vorticidade potencial $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ aproximado pelos quatro primeiros modos. . . . .	43
3.5	Perfis do gradiente vertical de $\bar{v}$ e gradiente zonal de vorticidade potencial. $\bar{v}$ é aproximado apenas pela estrutura vertical do primeiro modo baroclínico. . . . .	45
4.1	Domínio (tridimensional) da implementação regional do MICOM . . . . .	50
4.2	Domínio (bidimensional) da implementação regional do MICOM . . . . .	51
4.3	Perfis climatológicos de salinidade (painel superior) e temperatura (painel inferior) extraídos de <i>Levitus et. al</i> [1994]. . . . .	52
4.4	Perfis de densidade contínuo médio obtido a partir da seção TRANSCOBRA, e o discreto dinamicamente calibrado. . . . .	53
4.5	Representação esquemática do forçamento imposto ao modelo. . . . .	54
4.6	Representação esquemática da função das velocidades baroclínicas impostas nas bordas norte, leste e sul. . . . .	56
5.1	Energia cinética baroclínica média nas camadas 1 e 2 . . . . .	59
5.2	Campo médio da velocidade total na camada 1 (painel superior) e na camada 2 (painel inferior) em todo o domínio. . . . .	61
5.3	Perfil do jato meridional na borda leste do modelo. . . . .	62
5.4	Campo médio da velocidade barotrópica na região de interesse. . . . .	63

5.5	Campo médio da velocidade baroclínica na camada 1 (painel superior) e na camada 2 (painel inferior). . . . .	64
5.6	Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 1 entre 256 e 264 dias de integração - ETR	67
5.7	Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 1 entre 268 e 276 dias de integração - ETR	68
5.8	Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 1 entre 280 e 288 dias de integração - ETR	69
5.9	Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 1 entre 292 e 300 dias de integração - ETR	70
5.10	Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 1 entre 304 e 312 dias de integração - ETR	71
5.11	Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 2 entre 256 e 264 dias de integração - ETR	72
5.12	Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 2 entre 268 e 276 dias de integração - ETR	73
5.13	Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 2 entre 280 e 288 dias de integração - ETR	74
5.14	Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 2 entre 292 e 300 dias de integração - ETR	75
5.15	Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 2 entre 304 e 312 dias de integração - ETR	76
5.16	Diagrama Hovmoller (espaço-tempo) da onda para a camada superior. .	77
5.17	Diagrama Hovmoller (espaço-tempo) da onda para a camada inferior. .	78
5.18	Espectro de amplitude e período da onda nas camadas 1 e 2. . . . .	79
5.19	Energia cinética baroclínica média nas camadas 1 e 2 . . . . .	81

5.20	Campo médio da velocidade baroclínica na camada 1 (painel superior) e na camada 2 (painel inferior). . . . .	83
5.21	Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 1 entre 256 e 264 dias de integração - ETI . . . . .	85
5.22	Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 1 entre 268 e 276 dias de integração - ETI . . . . .	86
5.23	Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 1 entre 280 e 288 dias de integração - ETI . . . . .	87
5.24	Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 1 entre 292 e 300 dias de integração - ETI . . . . .	88
5.25	Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 1 entre 304 e 312 dias de integração - ETI . . . . .	89
5.26	Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 2 entre 256 e 264 dias de integração - ETI . . . . .	90
5.27	Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 2 entre 268 e 276 dias de integração - ETI . . . . .	91
5.28	Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 1 entre 280 e 288 dias de integração - ETI . . . . .	92
5.29	Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 2 entre 292 e 300 dias de integração - ETI . . . . .	93
5.30	Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 2 entre 304 e 312 dias de integração - ETI . . . . .	94
5.31	Diagrama Hovmoller (espaço-tempo) da onda. . . . .	95
5.32	Espectro de amplitude e período da onda nas camadas 1 e 2. . . . .	97

# Lista de Tabelas

1.1	Estimativas do Transporte de Volume e Velocidade Máxima da CB ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ). De acordo com <i>Silveira et al.</i> [2001]. . . . .	3
1.2	Transporte Geostrófico (em Sv) da Água Intermediária Antártica (AIA) na região oeste do Atlântico Sul. Segundo <i>Schmid et. al</i> [2000]. . . . .	8
2.1	Resultados da Calibração Dinâmica. . . . .	31
2.2	Quantidades do oceano continuamente estratificado a serem utilizadas na calibração dinâmica. . . . .	36
2.3	Resultados da Calibração Dinâmica. . . . .	36
5.1	Experimento ETR - Estimativas do Transporte baroclínico de volume para a primeira camada ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) . . . . .	65
5.2	Experimento - ETI. Estimativas do Transporte de volume da CB na primeira camada ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ). . . . .	82

# Capítulo 1

## Introdução

### 1.1 A Corrente do Brasil

A circulação oceânica em larga escala, nas regiões subtropicais, é geralmente dominada por giro anticiclônico, em resposta às tensões que os ventos exercem na superfície do mar. Uma característica comum nos giros anticiclônicos é a intensificação das correntes junto ao contorno oeste das bacias, gerando as chamadas "correntes de contorno oeste". Tais correntes são caracterizadas por serem fluxos intensos, estreitos e bem definidos fluindo ao largo de margens continentais [*Silveira et. al*, 2001]. Stommel [1948] demonstrou que essa intensificação ocorre devido a variação do parâmetro de Coriolis com a latitude e desde então muito tem se aprendido com a dinâmica da circulação subtropical. As correntes de contorno fluem próximo à costa até uma certa posição geográfica, geralmente onde o rotacional da tensão de cisalhamento do vento é nulo, e em seguida afastam-se da costa dirigindo-se para o oceano aberto [*Campos*, 1990].

Na região do Atlântico sul, o giro subtropical é limitado ao norte pela Corrente Sul Equatorial (CSE) fluindo para nordeste e ao sul pela Corrente do Atlântico Sul (CAS), fluindo para leste. Ao se encontrar com a costa oeste, em torno de 10°S, a CSE se bifurca em 2 ramos. Um deles flui para norte originando a Corrente Norte do Brasil (CNB)

e o outro flui para sul originando a Corrente do Brasil (CB). A CB então flui para sul, bordejando o continente Sul-Americano, até a região da convergência subtropical ( $33^\circ$  -  $38^\circ$ S) onde conflui com a Corrente das Malvinas e se separa da costa.

Mesmo sendo uma corrente de contorno oeste, a CB apresenta uma interessante peculiaridade com relação ao seu transporte de volume. Na literatura, a CB é descrita como uma corrente relativamente fraca quando comparada a sua análoga no Atlântico Norte, Corrente do Golfo, ou mesmo à Corrente de Benguela que é a corrente de contorno leste integrante do giro subtropical do Atlântico Sul. A Tabela 1.1 apresenta alguns valores descritos na literatura para o transporte de volume da Corrente do Brasil. *Signorini* [1978] obteve um transporte de **5,2 Sv** em torno de  $22^\circ$ S. Já *Campos et al.* [1995] descrevem um transporte de **7,3 Sv** para a Corrente do Brasil próximo a Bacia de Santos. A corrente de contorno oeste análoga, no Atlântico Norte, Corrente do Golfo (CG), é muito mais intensa transportando cerca de **70 à 100 Sv** [*Tomczac e Godfrey*, 1994].

Segundo *Silveira et al.* [2001] uma das primeiras tentativas de se explicar tal diferença foi dada por *Stommel* [1965]. Separando a circulação oceânica em componentes "gerada pelo vento", e termohalina, *Stommel* [1965] creditou a diferença entre CB e CG à possibilidade da componente termohalina ter sentido oposto daquela gerada pelo vento no Atlântico Sul. No caso da CG, as componentes se somariam o que justificaria o elevado transporte de volume observado (Figura 1.1).

Até o presente momento, a hipótese de *Stommel* ainda não foi contestada. Entretanto, recentes estudos observacionais tem sugerido que o padrão de circulação associado às massas d'água intermediárias e profundas seja bem mais complexo do que se supunha anteriormente [*Silveira et al*, 2001].



Tabela 1.1: Estimativas do Transporte de Volume e Velocidade Máxima da CB (1 Sv =  $10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ). De acordo com *Silveira et al.* [2001].

Latitude (Sul)	Profundidade de Referência (m)	Transporte de Volume (Sv)	Velocidade Máxima ( $\text{m s}^{-1}$ )	Referência Bibliográfica
20°28'S	500/1000	3,8/6,8	0,52	<i>Evans et al.</i> [1983]
22°S	500/1300	5,2	0,19	<i>Signorini</i> [1978]
22°S	Correntômetro	2,4/8,1	-	<i>Lima</i> [1997]
23°S	500/1300	4,4	0,52	<i>Signorini</i> [1978]
23°S	550	2,2/2,7	0,49	<i>Miranda &amp; Castro</i> [1979]
23°S	Pegasus	11	0,50	<i>Evans &amp; Signorini</i> [1985]
23°S	Pegasus	6	0,70	<i>Garfield</i> [1990]
23°S	600/1300	10,1/10,9	-	<i>Stramma</i> [1989]
24°30'S	1300	7,5	0,25	<i>Fisher</i> [1963]
24°30'S	500/1300	14,0	0,62	<i>Signorini</i> [1978]
24°30'S	500/1000	4,1/7,8	0,31	<i>Evans et al.</i> [1983]
25°30'S	750	7,3	0,60	<i>Campos et al.</i> [1995]

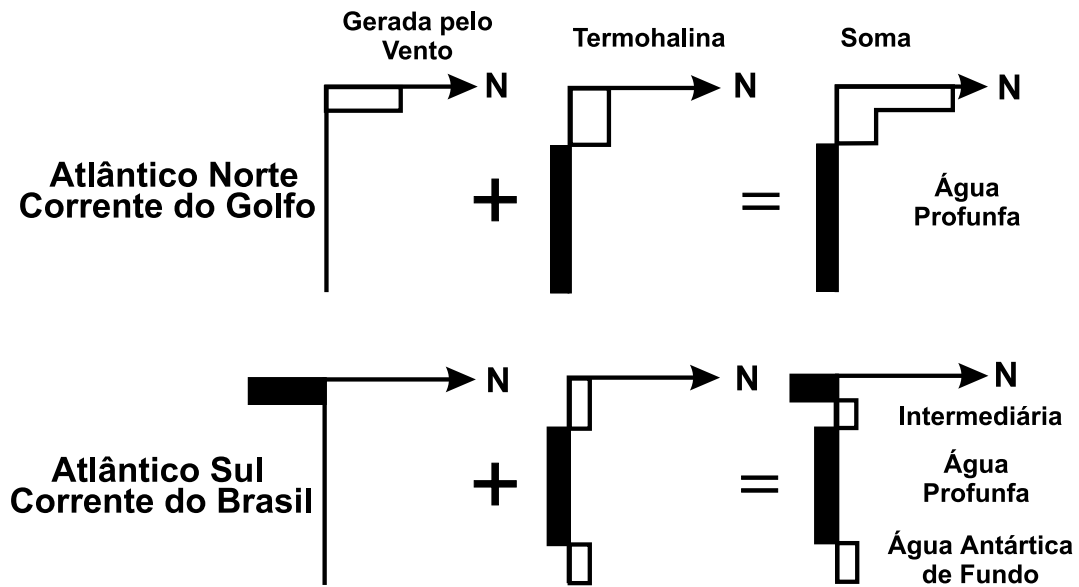


Figura 1.1: Representação esquemática da hipótese de Stommel para explicar a fraca intensidade relativa da Corrente do Brasil (painel inferior) comparativamente à Corrente do Golfo (painel superior). De acordo com *Stommel* [1965].

### 1.1.1 Estrutura Vertical da Corrente do Brasil

*Silveira et al.* [2001] realizam uma extensa revisão literária sobre as massas de água e a extensão vertical da Corrente do Brasil que resumimos a seguir. Nos primeiros 1000 metros, aproximadamente, a CB é formada pela a Água Tropical (AT) em superfície e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) em nível picnoclínico fluindo para sul. Subjacente a ACAS encontramos a Água Intermediária Antártica (AIA) fluindo para norte como uma corrente de contorno oeste intermediária (CCI) ao largo do sudeste brasileiro (Figura 1.2).

*Emilson* [1961] descreve a AT como parte da massa d'água quente e salina que ocu-

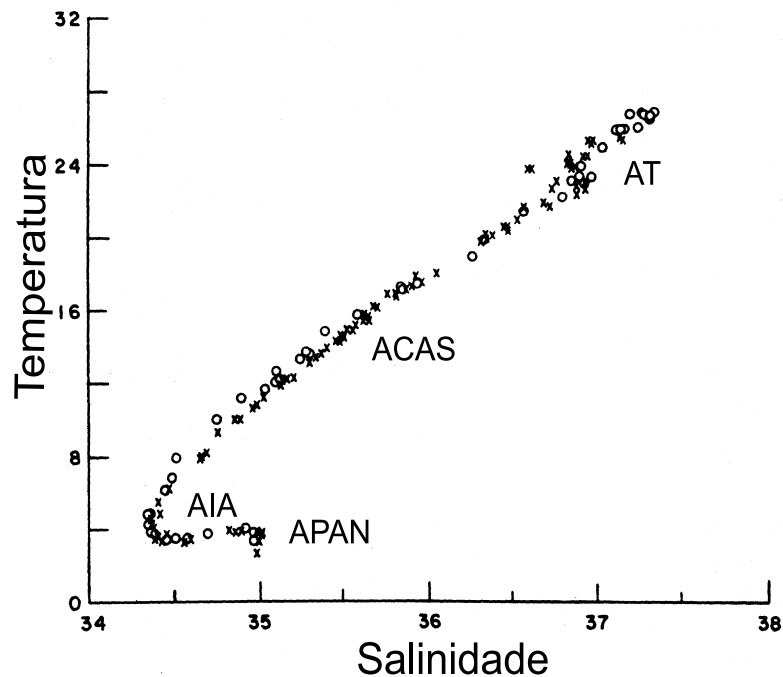


Figura 1.2: Diagrama -TS característico da Corrente do Brasil. De acordo com *Silveira et al.* [2001].

pa a superfície do Atlântico Sul Tropical. Essa água de superfície é formada como consequência da intensa radiação e excesso de evaporação em relação à precipitação, característicos do Atlântico Tropical. Considerando os índices termohalinos, a AT é caracterizada por temperaturas maiores que 20°C e salinidades acima de 36 psu ao largo do sudeste brasileiro.

*Sverdrup et al.* [1942] mencionam que a ACAS é formada pelo afundamento das águas na região da Convergência Subtropical, e subsequente espalhamento ao longo da superfície de densidade adequada a seu ajustamento hidrostático. A ACAS é encontrada fluindo na região da picnoclina, com temperaturas entre 6°C e 20°C, e salinidades

entre 34.6 e 36 psu [Silveira *et al.*, 2001]. Mais precisamente, Miranda [1985] sugere 20°C e 36.2 psu como índices termohalinos superiores da ACAS no sudeste brasileiro.

A circulação da ACAS está associada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul. Ela é transportada pela Corrente Sul Equatorial e, ao atingir a costa brasileira bifurca-se em dois ramos que fluem para o sul, e para o Equador ao longo da costa. A exata localização dessa bifurcação ainda não está plenamente definida na literatura. No entanto, parece existir consenso de que ao sul do Cabo de São Tomé (22°S), a ACAS flui para o sul ao largo da costa brasileira (Figura 1.3).

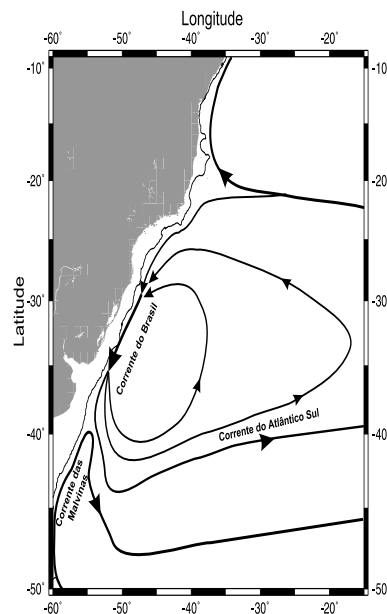


Figura 1.3: Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste no nível de 250 m. De acordo com Silveira *et al.* [2001].

Segundo Sverdrup *et al.* [1942] os limites termohalinos da AIA são 3°C - 6°C para a temperatura e 34.2 - 34.6 psu para a salinidade. O padrão de circulação da AIA tem sido alvo de uma extensa discussão por parte da comunidade científica. Segundo

*Silveira et al.* [2001], os estudos pioneiros de *Wust* [1935] e *Defant* [1941] exibem a AIA como formada na Convergência Subantártica, "espalhando-se" em níveis intermediários e fluindo para o norte. Outros autores no entanto, como *Taft* [1963], *Buscaglia* [1971], *Reid et al.* [1977], *Gordon e Greengrove* [1986] e *Schmid* [2000] apoiam a idéia de que a maior parte da AIA flui para leste na Confluência Brasil-Malvinas, em torno de 38°S, como parte de uma recirculação mais profunda associada ao Giro Subtropical. Esta água fluiria então anticiclonicamente, e parte uniria-se novamente ao contorno oeste, em torno de Cabo Frio (23°S), em um padrão semelhante ao da ACAS. As análises de *Reid* [1989], *Suga e Talley* [1995] e *Boebel et al.* [1997] confirmam que no limite sul da bacia de Santos ( $\approx 30^\circ$ ), a AIA flui para o Sul ao largo da costa brasileira [*Silveira e Lima*, 2001] (Figura 1.4).

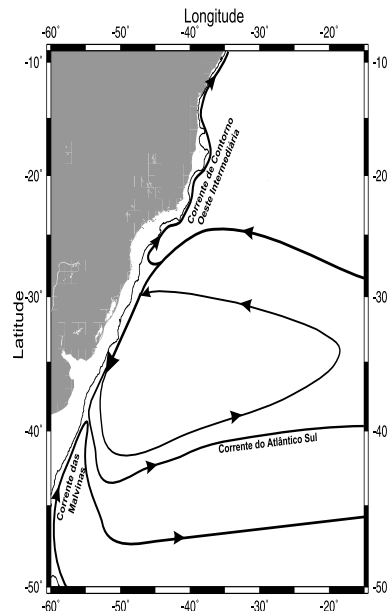


Figura 1.4: Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste no nível de 800 m. De acordo com *Silveira et al.* [2001].

Recentes observações diretas têm contribuído muito para o estudo do padrão de circulação da AIA. Cada vez mais, a literatura parece apresentar um consenso de que a bifurcação do fluxo ocorre dentro da bacia de Santos. *Schmid et. al* [2000], utilizando perfís hidrográficos históricos e também, oriundos de cruzeiros recentes conclui que a bifurcação da AIA poderia ser detectada a partir do cálculo do transporte geostrófico ao longo do contorno oeste (Tabela 1.2). O transporte aumentaria a medida em que a corrente se afasta da bifurcação, a qual ocorre próximo a 27°S. Esse aumento é bastante claro para o ramo que flui para norte. Já o transporte referente ao ramo sul parece ser mais variável e não apresenta um aumento bem definido.

Tabela 1.2: Transporte Geostrófico (em Sv) da Água Intermediária Antártica (AIA) na região oeste do Atlântico Sul. Segundo *Schmid et. al* [2000].

<b>Latitude Sul</b>	<b>Transporte da AIA</b>	<b>Cruzeiro Máxima</b>
19.0°28'S	7.7	WOCE A9
20.7°S	4.0	Meteor 15/1-2
24.3°S	2.7	Meteor 15/1-2
27.1°S	-1.4	Meteor 22/3
27.8°S	-1.0	Meteor 22/3
27.8°S	-13.5	Meteor 22/3
28.2°S	-4.7	Meteor 15/1-2
28.2°S	-10.2	WOCE A10

### 1.1.2 Meandramento da Corrente do Brasil ao Largo do Sudeste Brasileiro

As correntes oceânicas possuem campos variáveis de temperatura, pressão e densidade. Em geral, seus movimentos apresentam escalas espaciais da ordem de dezenas a centenas de quilômetros e escalas temporais na faixa entre semanas a meses. Dentre os tipos de variabilidades que têm sido identificadas e estudadas estão o meandramento de intensos sistemas de correntes, sistemas de vórtices em forma de anéis ligados a um fluxo principal, vórtices que se estendem por toda a coluna d'água, ondas planetárias e topográficas, todos comumente referidos, na literatura inglesa, pelo termo genérico de "eddies" [Robinson, 1982].

Considera-se a interação entre os campos médio e turbulento o principal mecanismo de produção de vórtices, embora eles possam também ser formados por efeitos topográficos e nas instáveis regiões frontais e regiões de formação de massas d'água nos oceanos [Robinson, 1982]. Essas interações entre os campos médio e turbulento podem ser divididas em dois diferentes tipos, de acordo com o mecanismo de conversão de energia que alimenta as ondas instáveis. No primeiro tipo, a fonte de energia considerada é a energia potencial disponível devido à gradientes horizontais de densidade, o que implica em cisalhamento vertical do fluxo básico (instabilidade baroclínica). O segundo caso ocorre quando se assume que a fonte de energia é a própria energia cinética do fluxo básico quando existem fortes cisalhamentos horizontais de correntes (instabilidade barotrópica). O motivo dessa divisão em duas diferentes aproximações é a complexidade matemática quando cisalhamentos horizontais e verticais são considerados simultaneamente [Campos, 1990].

A Corrente do Brasil desenvolve, ao largo do sudeste brasileiro, largos meandros que ocasionalmente se fecham em vórtices. Nas regiões do Cabo de São Tomé (22°S) e Cabo Frio (23°S) a plataforma sudeste torna-se bastante estreita devido à uma abrupta mudança da orientação da linha de costa e do gradiente da topografia de fundo. Já na

Bacia de Santos, a plataforma continental é mais larga e suave.

Tais fatores podem estar relacionados com o meandramento da Corrente do Brasil. Imagens de satélite têm mostrado que a atividade vortical se inicia, aparentemente, em torno do Cabo de São Tomé (22°) (Figura 1.5).

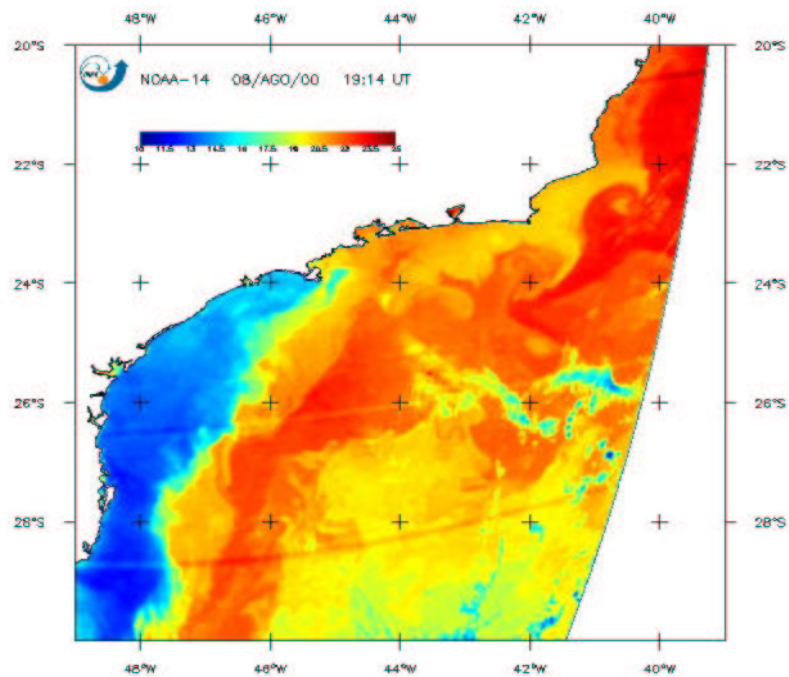


Figura 1.5: Imagem AVHRR da região sudeste do Brasil. As águas quentes são características da Corrente do Brasil e as ondulações configuram meandros. De acordo com *Silveira & Lima* [2001].

Acreditamos que a CB, fluindo do norte ao largo da quebra de plataforma, dirija-se por inércia a águas mais profundas nas latitudes de São Tomé e também de Cabo Frio



devido à mudança na direção da linha de costa. Pela conservação de vorticidade potencial, espera-se que a CB meandre ciclonicamente e se comporte como uma onda de Rossby topográfica dentro da Bacia de Santos.

Segundo *Silveira et al.* [2001], uma das primeiras evidências de meandramento da CB e seus vórtices foi registrada por *Signorini* [1978]. Este autor capturou um vórtice anticiclônico, em sua análise dinâmica de dados hidrográficos, ligeiramente ao Norte de Cabo Frio (Figura 1.6). O vórtice de 100 km de raio localizava-se em água profunda (superior a 1000 m) e possuía uma extensão vertical de cerca de 500 m.

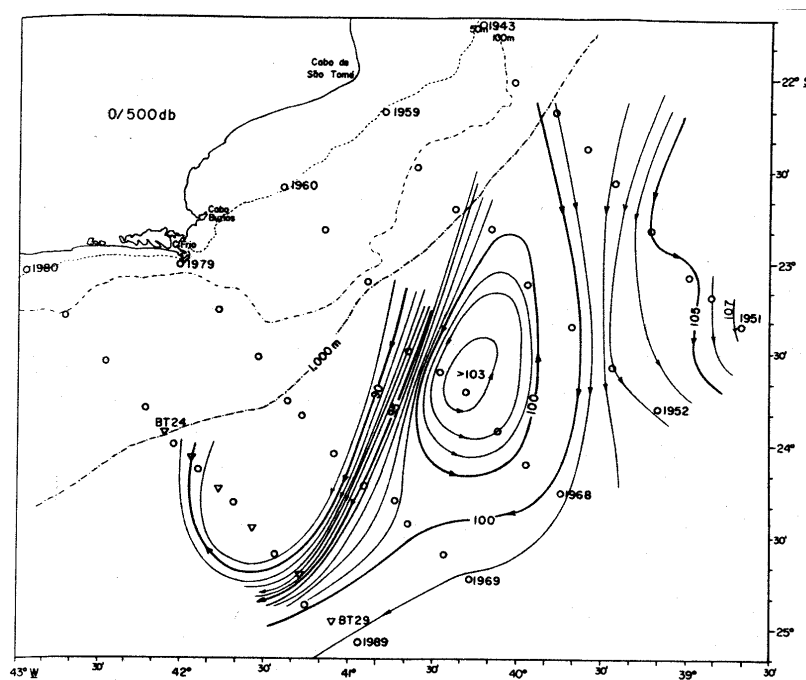


Figura 1.6: Vórtice da Corrente do Brasil obtido por análise dinâmica de dados hidrográficos. De acordo com *Signorini* [1978].

Mais ao sul, na Bacia de Santos, ocorre a formação de pares vorticais (tanto ciclônicos quanto anticiclônicos) em lados opostos ao eixo da corrente. Essas estruturas são menores em tamanho que as de Cabo Frio e, aparentemente, não se desprendem do eixo principal da CB [Garfield, 1999; Campos et al, 1995; Campos et al, 1996].

Em alguns estudos recentes, o primeiro tipo de interação entre os campos médio e turbulento descrito vem sendo apontado com um dos principais fatores que contribuem para o meandramento da CB (Silveira e Lima [2001] e Calado [2001]). O cisalhamento vertical da corrente na interface do sistema CB-CCI seria o principal responsável pelo crescimento temporal da amplitude dos meandros observados.

Silveira e Lima [2001] utilizaram a versão bidimensional (seccional, x-z) do modelo numérico da Universidade de Princeton (POM) para estudar o sistema CB-CCI. Nesse estudo, o modelo numérico foi forçado apenas com o campo termohalino, a partir de dados de temperatura e salinidade cedidos por **PETROBRÁS SA**. A Figura 1.7 mostra a seção vertical da velocidade meridional em 22,5°S obtida na simulação. Nela, observamos a CB com o núcleo bem definido e velocidades máximas de cerca de 0.4 m/s, fluindo para sul, da superfície até cerca de 400 m de profundidade. Abaixo, observamos o núcleo da CCI com velocidades máximas de cerca de 0.2 m/s, fluindo para norte e estendendo-se até 1000 m de profundidade.

Os autores utilizaram os campos termohalinos e de velocidade gerados pelo modelo e assim determinaram a estrutura dinâmica dos modos normais seguindo Johns [1988] (Figura 1.8). A análise do erro médio quadrático (root mean square, *rms*) mostra que a soma dos três primeiros modos baroclínicos e do modo barotrópico contabilizam 95% da variabilidade vertical observada. O sistema CB-CCI é dominado pelo primeiro modo baroclínico que, por si só, é responsável por 65% da variabilidade dinâmica do sistema. A inclusão de um quarto modo baroclínico se faz em nível de ruído correspondendo a milésimos de *rms*.

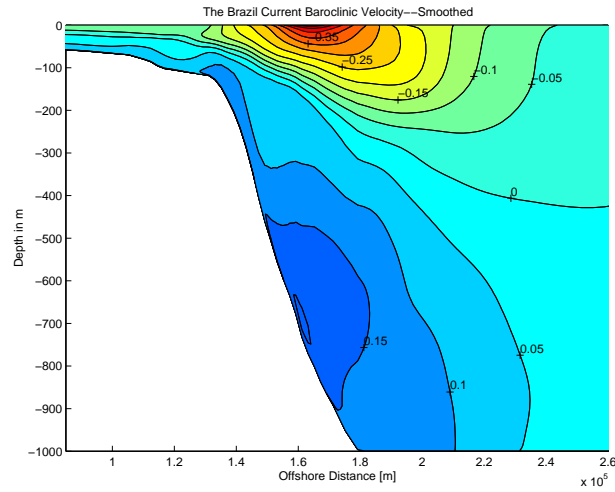


Figura 1.7: Seção de velocidade em 22,5° S obtida com a versão seccional do POM. De acordo com *Silveira & Lima* [2001].

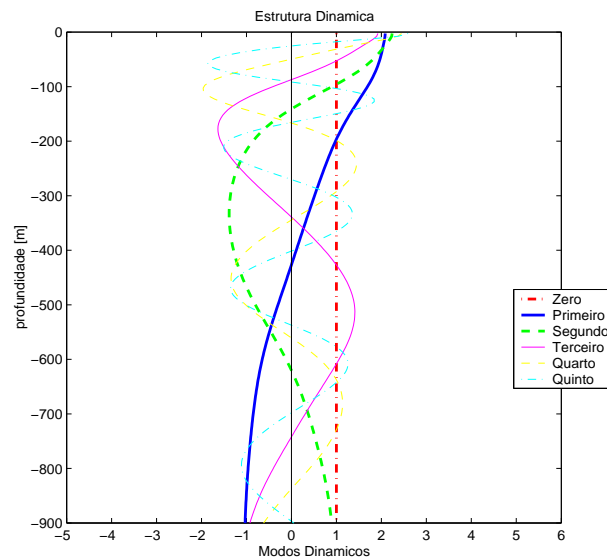


Figura 1.8: Estrutura dos cinco primeiros modos de pressão normalizados. De acordo *Silveira e Lima* [2001].

Os perfís verticais da frequência de Brunt Vaisalla, da velocidade meridional, e do gradiente zonal da vorticidade potencial também foram calculados a fim de que fosse investigada, a partir da teoria linear de instabilidade, a possibilidade do sistema CB-CCI ser baroclinicamente instável. Basicamente, a teoria de instabilidade linear prevê que o escoamento poderá ser baroclinicamente instável se o gradiente zonal da vorticidade potencial ( $\frac{\partial Q}{\partial x}$ ) sofrer uma mudança de sinal entre a superfície e o fundo. A Figura 1.9 mostra os perfís verticais obtidos pelos autores a partir dos dados gerados pelo modelo numérico na região em torno do Cabo de São Tomé (22.5°S).

O painel direito da Figura 1.9 mostra o perfil vertical da vorticidade potencial. ( $\frac{\partial Q}{\partial x}$ ) é positivo nos primeiros 200 m, aproximadamente, onde então sofre uma mudança de sinal permanecendo negativo até o fundo (900 m). Portanto, na latitude de 22.5°S, a análise revela que o sistema CB-CCI é potencialmente instável.

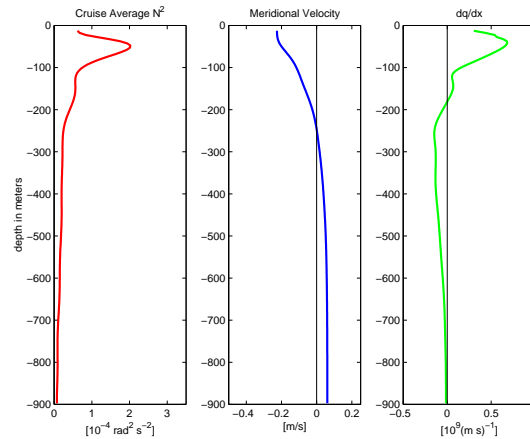


Figura 1.9: Perfís verticais de frequência de Brunt-Väisällä média (painel esquerdo), de velocidade meridional  $V$  (painel central) e de gradiente zonal de vorticidade potencial básica média  $\partial Q/\partial x$  (painel direito). De acordo *Silveira & Lima* [2001].

Mais recentemente, *Calado* [2001] também utilizou o modelo da Universidade de Princeton porém, em sua versão tridimensional, para estudar a dinâmica da corrente do Brasil. Em seus experimentos, o modelo foi forçado com a climatologia do conjunto de dados *Levitus et al.* [1998]. A Figura 1.10 apresenta o perfil de velocidade na latitude de  $22.5^\circ$ . Podemos ver que a estrutura vertical de velocidade apresenta boa conformidade com àquela obtida por *Silveira e Lima* [2000] para a mesma região. Nela, também verificamos a CB com um núcleo bem definido, fluindo para sul na parte superior, com velocidades máximas de cerca de  $0.4$  m/s. A CCI é encontrada, fluindo para norte, com velocidades máximas de cerca de  $0.1$  m/s. Novamente, a estrutura vertical obtida apresenta uma evidente dominância do primeiro modo baroclínico.

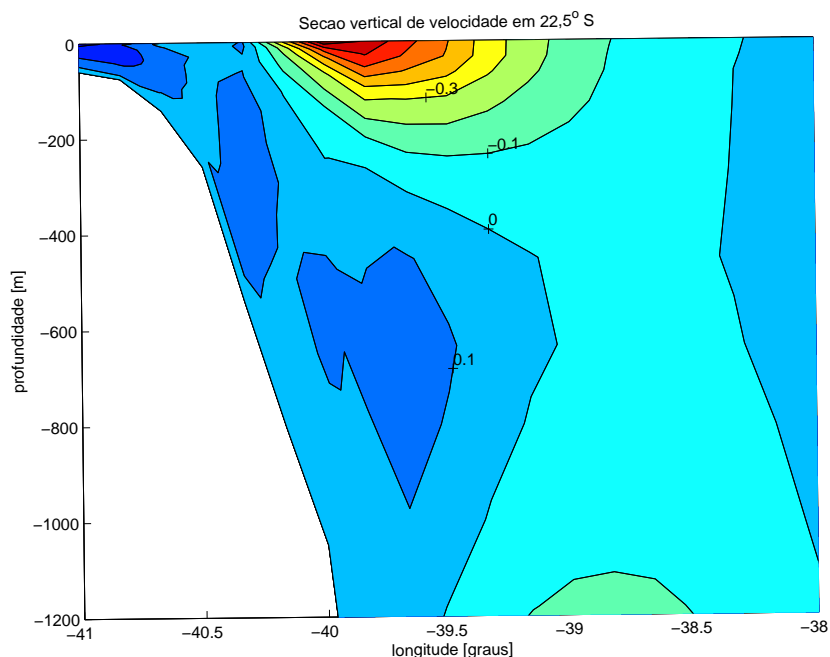


Figura 1.10: Seção de velocidade em  $22,5^\circ$  S obtida com a versão tridimensional do POM. De acordo com *Calado* [2001].

Esse autor repetiu a análise de instabilidade feita por *Silveira e Lima* [2000] para os campos termohalinos e de velocidade gerados pelo modelo tridimensional. O perfil do gradiente zonal da vorticidade potencial (painel direito da Figura 1.11) mostra que a condição de instabilidade é, mais uma vez, satisfeita pois  $\frac{\partial Q}{\partial x}$  troca de sinal em torno de 200 m de profundidade evidenciando, novamente, que o sistema é potencialmente instável.

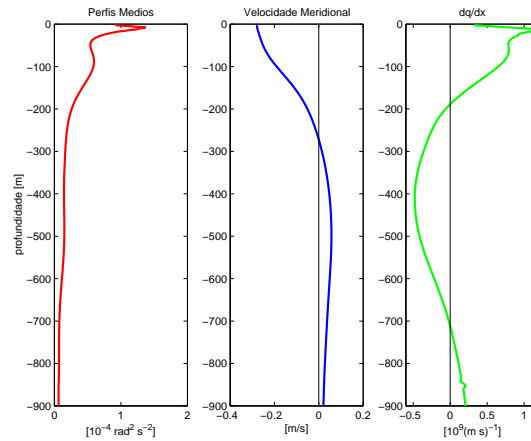


Figura 1.11: Perfis verticais de frequência de Brunt-Väisällä média (painel esquerdo), de velocidade meridional  $V$  (painel central) e de gradiente zonal de vorticidade potencial básica média  $\partial Q/\partial x$  (painel direito).

### 1.1.3 Objetivos

Seguindo os trabalhos de *Silveira e Lima* [2001] e *Calado* [2001] que enfocaram, sobretudo, o papel do cisalhamento vertical no processo de meandramento da CB, este trabalho tem como objetivo principal avaliar o sistema CB-CCI como um sistema típico de primeiro modo baroclínico e verificar se o fenômeno do meandramento é reproduzido

isolando-se a dinâmica do sistema a esta estrutura modal.

Para atender a este objetivo principal, os seguintes objetivos específicos são necessários:

- Avaliar, a partir da análise de dados de velocidade e hidrografia, a composição modal do sistema CB-CCI;
- Levantar a importância da dinâmica do primeiro modo na ocorrência de instabilidades a partir de observações;
- Aproximar o oceano na região da CB-CCI a um sistema de dois modos (barotrópico e baroclínico) através da aproximação de duas camadas;
- Simular o meandramento da CB-CCI utilizando um modelo numérico de duas camadas;
- Avaliar a influência da topografia de fundo no processo de meandramento em termos da aproximação por duas camadas;

No intuito de alcançarmos os objetivos acima propostos, utilizaremos o conjunto histórico de dados do experimento "TRANSCOBRA" *Evans e Signorini* [1983] para estimar a estrutura modal do sistema CB-CCI na região de Cabo Frio. Além disso, o modelo de coordenadas isopicnais da Universidade de Miami (MICOM), contendo duas camadas como resolução vertical, é implementado na área de estudo afim de realizarmos dois experimentos: o primeiro, com topografia real e o segundo, com a topografia do talude continental representada por uma "parede" na região da quebra da plataforma. Para tanto, a técnica de calibração dinâmica, descrita em *Flierl* [1978], é utilizada a fim de que possamos determinar os parâmetros ótimos a serem introduzidos no modelo: a

profundidade de repouso da interface entre as camadas ( $H_1$ ) e o salto (variação normalizada) de densidade entre elas ( $\epsilon$ ).



## Capítulo 2

# Estrutura Dinâmica da Corrente do Brasil

Neste capítulo estimamos a estrutura dinâmica do sistema CB-CCI similarmente às iniciativas de *Silveira e Lima* [2001] e *Calado* [2001]. Entretanto, ao contrário dos trabalhos anteriores, neste utilizaremos observações de velocidade. O conjunto de dados foi coletado durante o pioneiro Experimento Transporte da Corrente do Brasil - TRANSCOBRA, e gentilmente disponibilizado pelo Dr. *A. Mascarenhas* (Universidade Autônoma de Baja California, México).

Em função da confirmação da dominância do primeiro modo baroclínico, calculamos a estrutura de massa do modelo de duas camadas utilizando a técnica da Calibração Dinâmica de *Flierl* [1978].

### 2.1 A Seção TRANSCOBRA ao Largo de Cabo Frio

Como previamente discutimos no Capítulo 1, a CB é a corrente de contorno oeste do Giro Subtropical do Atlântico Sul análoga a corrente do Golfo. A busca de um

melhor entendimento a respeito da intensidade e da estrutura vertical da CB foram os aspectos motivadores para a realização do Experimento TRANSCOBRA [Evans e Signorini, 1983].

Como parte do esforço TRANSCOBRA, um cruzeiro a bordo do N.Oc. *Prof. W. Besnard* do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo realizou, durante o mês de abril de 1982, um detalhado estudo hidrográfico entre 19°S e 24°S. Essencialmente, a CB foi observada como um escoamento bem definido e confinado a uma região próxima às porções superiores do talude continental.

Ainda como parte do esforço TRANSCOBRA, as primeiras medições diretas de velocidades da CB, utilizando-se o perfilador acústico Pegasus, foram feitas em abril de 1983 a bordo do R.V. *Oceanus*. Duas foram as áreas avaliadas. A primeira entre duas passagens da Cadeia Vitória Trindade na latitude de 20,5°S, sendo uma bastante próxima à região adjacente do Banco de Abrolhos. A segunda constou de uma radial formada por cinco estações na região de Cabo Frio, entre 23°S e 24°S.

Como a região de interesse do presente trabalho está situada entre 22°S e 28°S, utilizamos somente as estações feitas na região de Cabo Frio: TC2, TC3, TC4 e TC5. Embora também esteja localizada nessa região a estação TC6, conforme ilustra a Figura 2.1, não é utilizada em nossa análise por estar situada sobre a isóbata de 200 m.

Cada estação contém medidas de temperatura e velocidade horizontal ( $u$  e  $v$ ) em intervalos de aproximadamente 11 m de profundidade. As componentes da velocidade horizontal foram rotacionadas de 45° afim de considerarmos a resultante ao longo do eixo da CB em nossos cálculos. A Figura 2.2 exibe os registros brutos do perfilador Pegasus para a estação TC4.

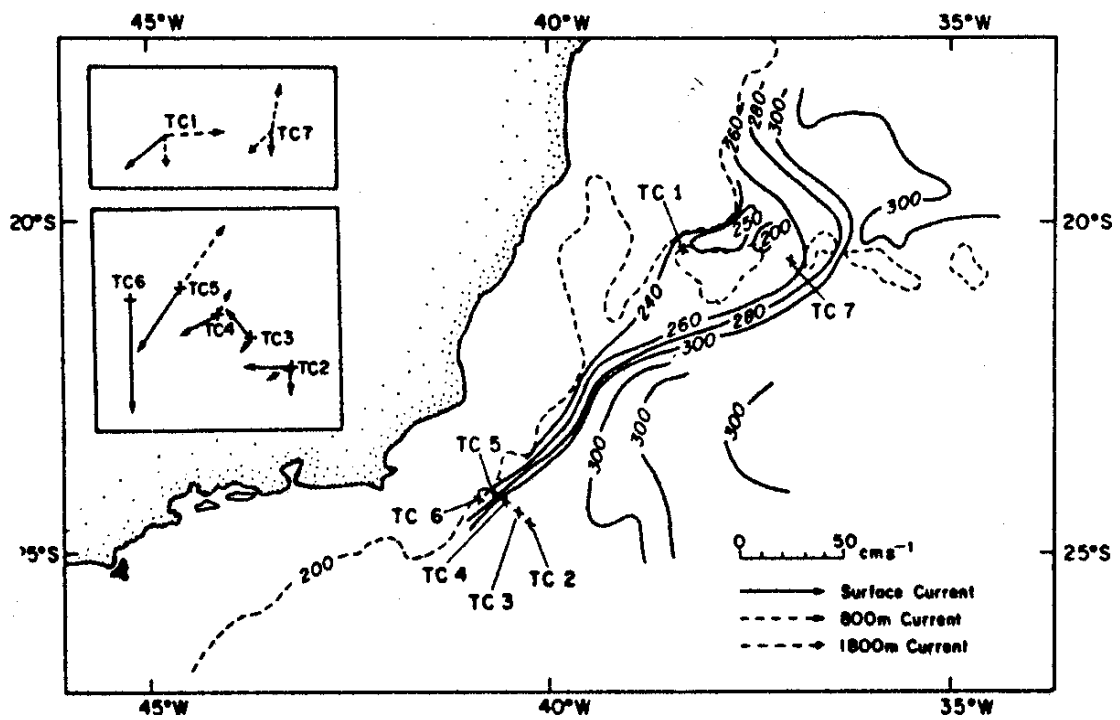


Figura 2.1: Área do cruzeiro TRANSCOBRA de abril de 1983, mostrando a localização das estações Pegasus. Em contorno, exibe-se a topografia da isoterma de 15°C obtida por levantamento de XBT. De acordo com *Evans e Signorini* [1983]

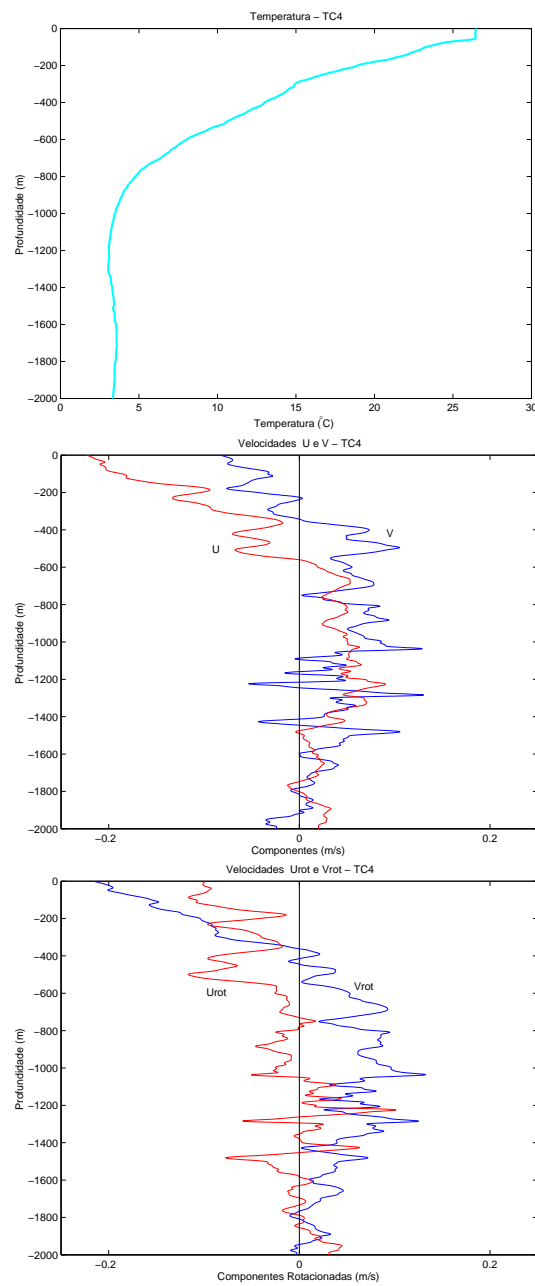


Figura 2.2: Painéis superior e central: amostra do registro bruto de temperatura e velocidades, respectivamente, do perfilador Pegasus para a estação TC4. Painel inferior: velocidades rotacionadas (TC4) para as direções ao longo e através do jato.

## 2.2 Análise da Estrutura Vertical

A análise da estrutura dinâmica do sistema CB-CCI será conduzida similarmente ao trabalho de *Silveira e Lima* [2001]. Em função das variações topográficas de primeira ordem, devido à presença do talude, a análise de modos normais pode ser questionada, visto que esta requer pequenas variações na topografia de fundo. Aqueles autores, no entanto, seguem *Johns* [1978] e consideram a média na largura da corrente, tanto em termos da estrutura de velocidade quanto em termos da estrutura de massa. Reduzem assim, o problema de análise modal à dimensão vertical e contornam o inconveniente das diferenças topográficas. Portanto, nossa análise consistirá do exame de perfis verticais médios lateralmente da componente de velocidade ao longo do eixo do jato ( $v_r$ ) e da frequência de estratificação (ou frequência de empuxo).

### 2.2.1 Perfil médio da Frequência de Estratificação

A expressão para a frequência quadrática de estratificação é dada por

$$N^2 = \frac{-g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}; \quad (2.1)$$

onde  $\rho$  é a densidade potencial e  $\rho_0$ , seu valor característico.

Os dados disponibilizados do perfilador Pegasus apenas fornecem valores de temperatura. Valores de salinidade precisam ser inferidos. Utilizamos o método de *Miranda* [1985], no qual utiliza-se ajuste polinomial da curva T-S climatológica para construir o perfil de salinidade.

Extraímos, da climatologia *Levitus et. al* [1994], a curva T-S para a região de 23°S e realizamos um ajuste polinomial, de quinta ordem, para encontrar os coeficientes  $S = S(T)$ . A Figura 2.3 mostra as curvas T-S climatológica e ajustada.

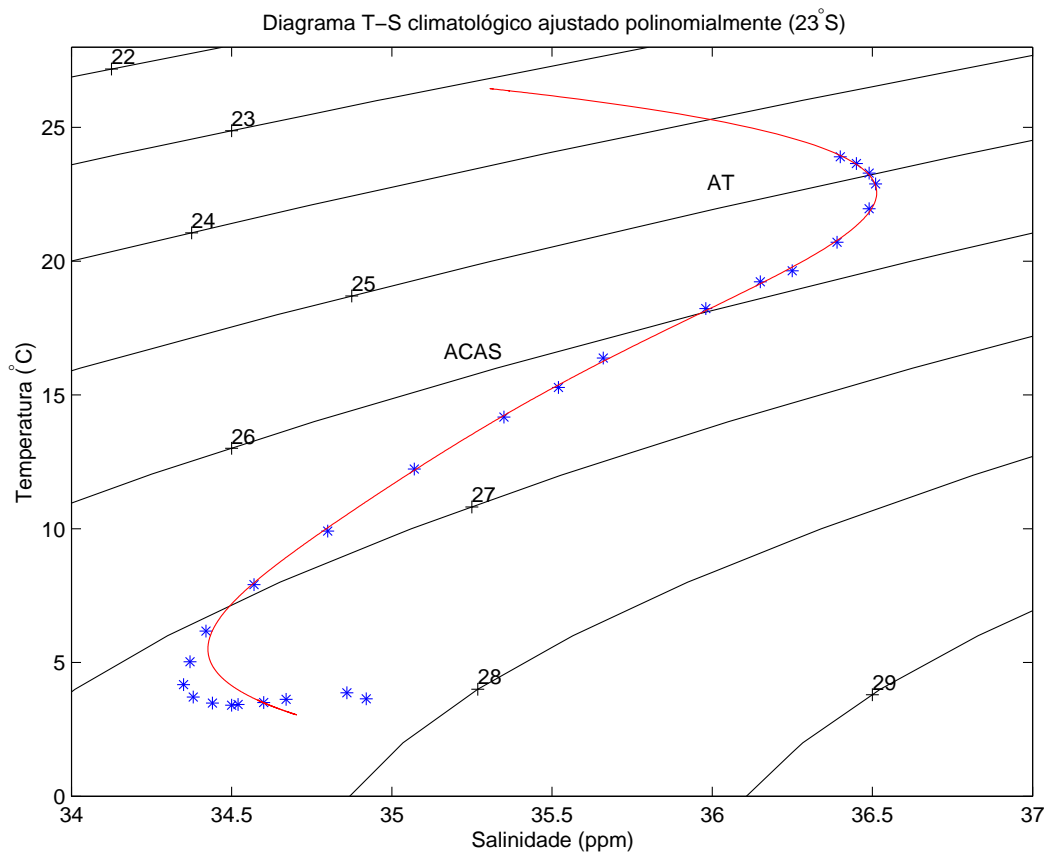


Figura 2.3: Diagrama T-S climatológico (em azul), obtido a partir de *Levitus et. al.*[1994] e diagrama T-S ajustado (em vermelho).

A partir do perfil de temperatura e salinidade lateralmente médios da seção TC, utilizamos os coeficientes da curva T-S ajustada para obter S médio. A Figura 2.4 exibe os perfis verticais médios da temperatura observada, da salinidade inferida através do ajuste e da densidade potencial calculada.

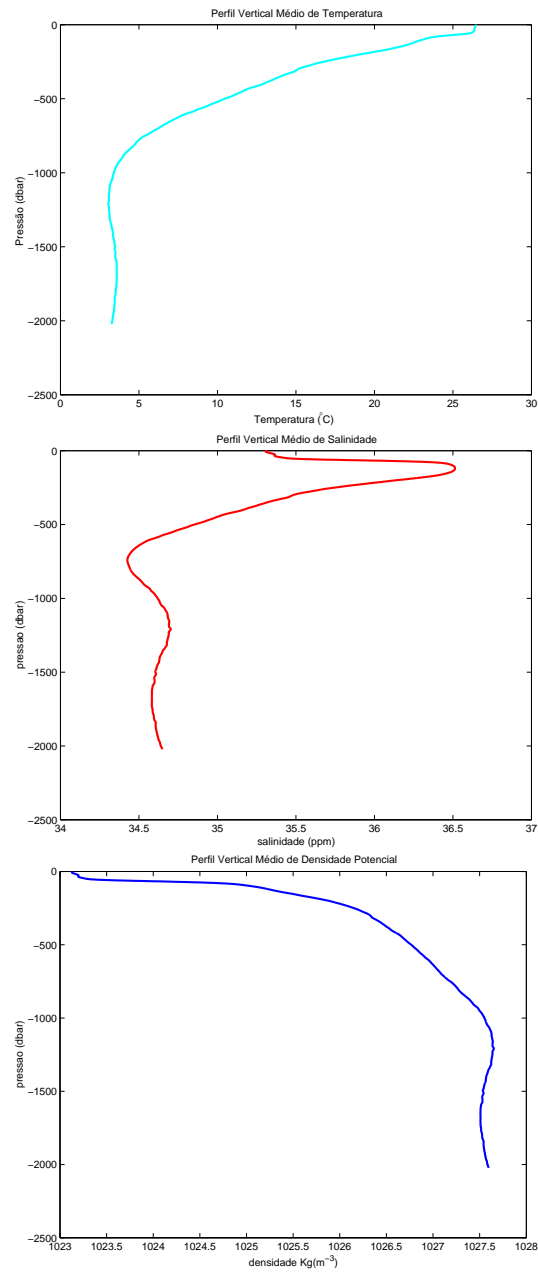


Figura 2.4: Perfis médios (lateralmente): temperatura observada (painel superior), salinidade inferida (painel central) e densidade potencial calculada (painel inferior).

O cálculo da frequência de estratificação é extremamente ruidoso. Portanto, realizamos uma alisamento do perfil através de uma filtragem (média móvel dos pontos). A Figura 2.5 mostra os perfis de  $N^2(z)$  (linha azul) e alisada (linha vermelha). Este resultado apresenta boa conformidade com o perfil da frequência de estratificação obtido por *Silveira e Lima* [2001] na região do Cabo de São Tomé (22°S) exibidos no painel esquerdo da Figura 1.9. Em ambos os resultados, o pico superior atinge um máximo de cerca de  $2 \times 10^{-4} \text{ rad}^2/\text{s}^2$  com uma profundidade correspondente de aproximadamente 75 m.

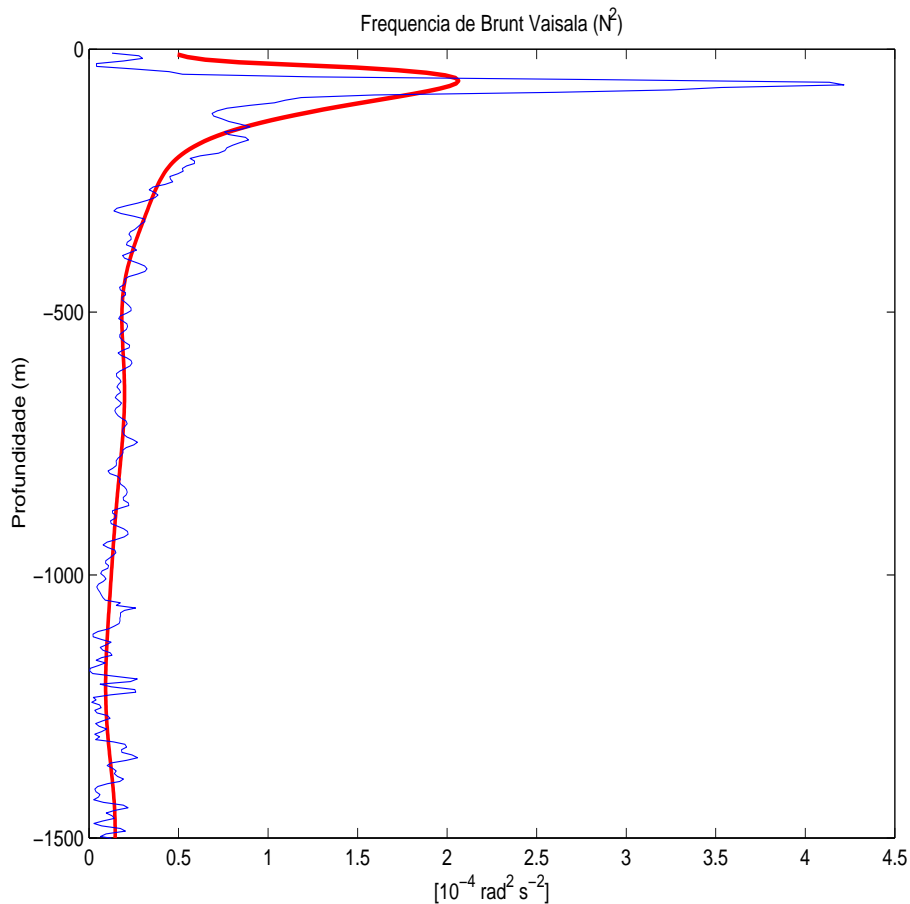


Figura 2.5: Frequência de Estratificação média .



### 2.2.2 Cálculo dos modos da estrutura vertical

Os modos normais são obtidos através da resolução da equação da vorticidade potencial quase-geostrófica, que no plano  $f$  tem a forma

$$\frac{\partial}{\partial t}(\nabla^2 + \frac{\partial f_0^2}{\partial z} \frac{\partial}{N^2} \frac{\partial}{\partial z})\psi + J(\psi, [\nabla^2 + \frac{\partial f_0^2}{\partial z} \frac{\partial}{N^2} \frac{\partial}{\partial z}]\psi) = 0; \quad (2.2)$$

onde  $\psi$  é a função de corrente geostrófica. As velocidades geostróficas se relacionam com  $\psi$  por

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y} \quad (2.3)$$

$$v = \frac{\partial \psi}{\partial x}; \quad (2.4)$$

onde  $u$  e  $v$  representam as velocidades através e ao longo do eixo da corrente.

A solução de (2.2) é obtida através da expressão

$$\psi(x, y, z, t) = \sum_i \alpha_i(x, y, t) F_i(z); \quad (2.5)$$

onde  $\alpha_i$  é a amplitude do  $i$ -ésimo modo vertical de  $F_i(z)$ .

A equação da evolução da amplitude do  $i$ -ésimo modo vertical é dada por

$$\frac{\partial}{\partial t}[\nabla^2 - \lambda_i]\alpha_i + \sum_{jk} J(\alpha_j, \alpha_k)\lambda_k \xi_{ijk} = 0; \quad (2.6)$$

onde  $\lambda_i$  é o  $i$ -ésimo autovalor, e

$$\xi_{ijk} = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 F_i(z) F_j(z) F_k(z) dz; \quad (2.7)$$

é o parâmetro de acoplamento entre o  $j$ -ésimo e  $k$ -ésimo modos, que acarreta variações na amplitude do  $i$ -ésimo modo.

As estruturas  $F_i(z)$  (Figura 2.6) são obtidas pela forma linear, utilizando tampa rígida na superfície e no fundo da equação da estrutura vertical do  $i$ -ésimo modo. Ou seja, são obtidos pela solução do problema clássico de Sturm-Liouville dado por

$$\frac{\partial}{\partial z} \frac{f_0^2}{N^2} \frac{\partial}{\partial z} F_i + \lambda_i F_i = 0; \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial F_i}{\partial z} = 0 \quad z = 0, -H. \quad (2.9)$$

Os autovalores ( $\lambda_i$ ) estão relacionados com os raios de deformação  $R_{d_i}$  do  $i$ ésimo modo por

$$\lambda_i = R_{d_i}^{-2}. \quad (2.10)$$

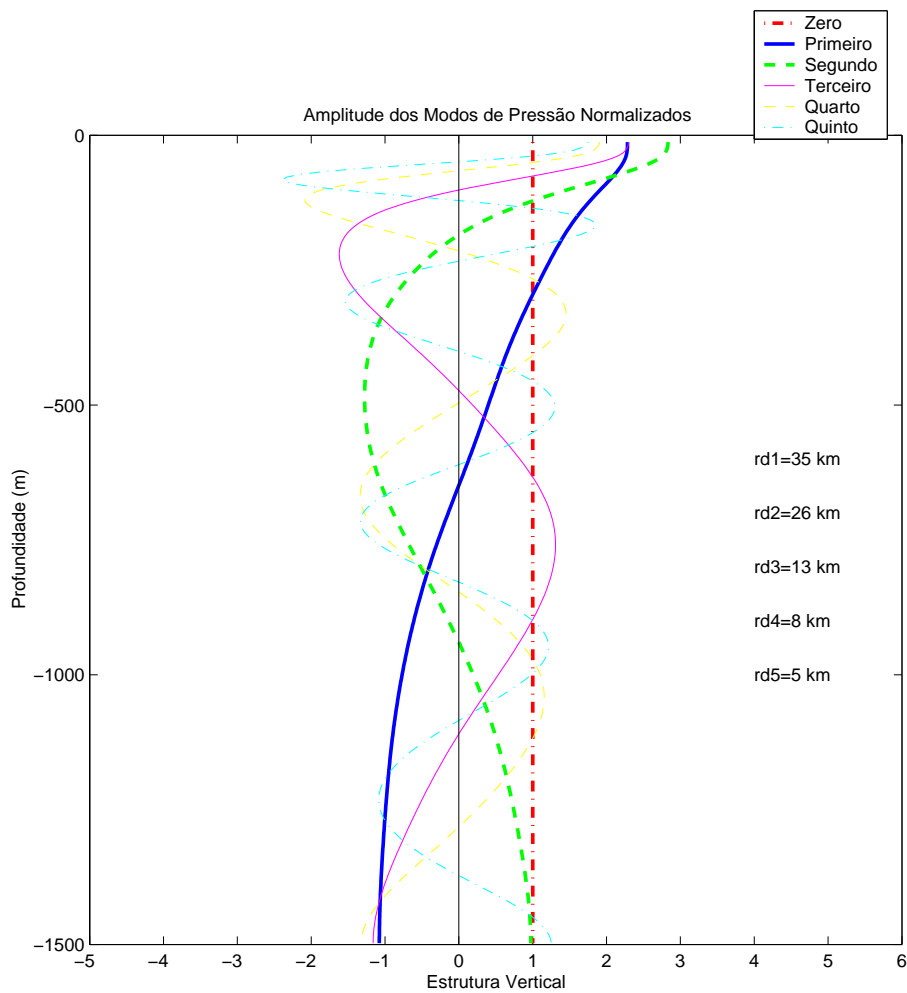


Figura 2.6: Amplitude dos Modos Normais

Os modos verticais são autovetores que formam um conjunto ortogonal completo, para os quais devemos aplicar a relação de ortonormalização, em termos da profundidade média ( $H$ ).

$$\frac{1}{H} \int_{-H}^0 F_i(z) F_j(z) dz = \delta_{ij} \quad (2.11)$$

A Figura 2.6 mostra a estrutura vertical dos modos obtida a partir da resolução numérica do sistema (2.8)-(2.9), considerando o perfil de  $N^2$ , exibido na Figura 2.5, e  $H=1500$  m. Os cinco primeiros raios de deformação estimados também são apresentados na Figura 2.6.

### 2.2.3 Composição Modal do Sistema CB-CCI

Inferências da contribuição percentual dos modos dinâmicos no sistema CB-CCI podem ser feitas através da projeção de cada um, individualmente, no perfil médio (lateralmente) da velocidade ao longo do eixo do jato baroclínico. Tal projeção é dada por

$$V_i = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 \bar{v} F_i dz \quad (2.12)$$

O perfil vertical  $\bar{v}$  obtido a partir dos dados da seção TC é mostrado na Figura 2.7. Anteriormente ao cálculo das amplitudes modais realizamos uma suavização sobre a curva bruta do perfil através de uma média móvel dos pontos. Neste cálculo, utilizamos 31 pontos como número total de casas na determinação da média. Esse ajuste foi necessário devido ao caráter altamente ruidoso do perfil bruto.

A Figura 2.7 mostra os perfis alisado e bruto da velocidade ao longo do jato. Neste último, a inversão de sentido do escoamento do sistema CB-CCI ocorre em torno de 400 m de profundidade. Em superfície, o valor máximo do módulo da velocidade observado foi de cerca de 0.22 m/s. Abaixo da inversão, o valor máximo observado foi de cerca de -0.13 m/s, em torno de 600 m de profundidade.

A obtenção dos  $\bar{V}_i$ 's (equação 2.12) permite a recomposição da estrutura vertical

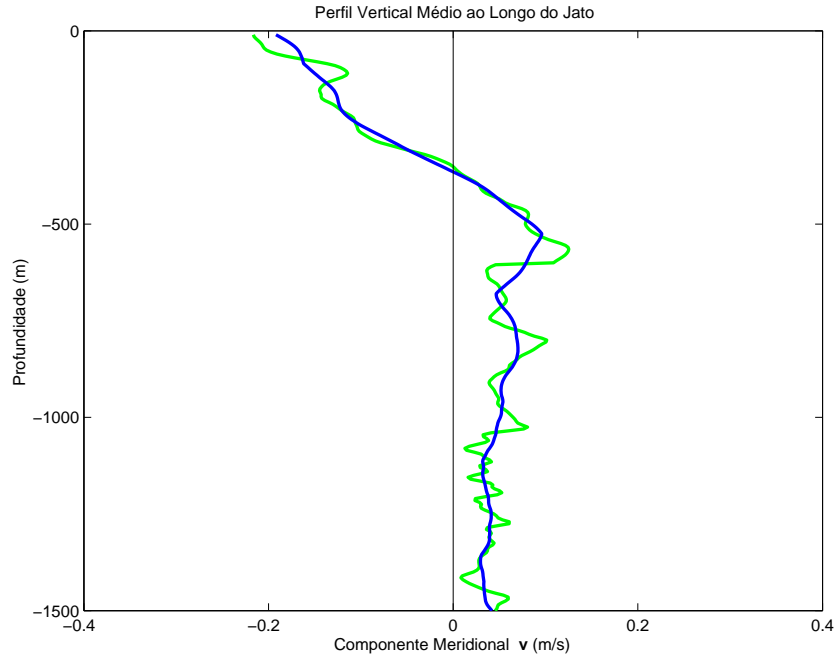


Figura 2.7: Perfil de velocidade bruto (linha verde) e alisado (linha azul).

baseada num número finito de modos. A Tabela 2.1 lista a contribuição percentual de cada modo, ou de uma composição destes, à variabilidade vertical, através da raiz do erro médio quadrático normalizado entre o perfil médio de velocidade obtido com os dados (TRANSCOBRA) e o perfil de velocidade reconstituído a partir dos modos normais.

$$remq = \sqrt{\frac{\langle (\bar{v} - \sum_{i=1}^N V_i F_i)^2 \rangle}{\langle \bar{v}^2 \rangle}}. \quad (2.13)$$

A análise modal revelou que o primeiro modo barotrópico e os primeiro segundo e terceiro modos baroclínicos respondem por 75 % da variabilidade vertical de velocidade. Dentre esses modos, mais precisamente, o primeiro baroclínico por si só, corresponde à 38 % dessa variabilidade vertical de velocidade.

Os resultados aqui obtidos, para a região de Cabo Frio corroboram os resultados de *Silveira e Lima* [2000] para a região do Cabo de São Tomé, no tocante à dominância

Tabela 2.1: Resultados da Calibração Dinâmica.

Modos	remq	Percentual (%)
0	0,98	2
1	0,62	38
2	0,86	14
3	0,97	3
4	0,99	1
0-1	0,60	40
0-2	0,35	65
0-3	0,25	75

do primeiro modo baroclínico. Assim, como o primeiro modo responde por 38 % da variabilidade vertical de velocidade, a escolha de 2 camadas isopícnais, como resolução vertical do modelo numérico, é satisfatória para o estudo do problema aqui proposto.

## 2.3 A Calibração Dinâmica

### 2.3.1 O princípio

Desde o clássico modelo da *Phillips* [1962], o estudo da dinâmica de sistemas oceânicos passou a ser abordada pelos chamados "modelos de camadas". Nestes, o oceano é aproximado por um empilhamento de camadas homogêneas, dentro das quais o teorema de Taylor-Proudman é válido. O cisalhamento de velocidades só ocorre nas interfaces entre as camadas.

Tal procedimento equivale a uma "filtragem" modal, visto que existe uma correspondência entre o número de camadas e o número de modos dinâmicos do sistema apro-

ximado. Quanto maior o número de camadas, maior o número de modos dinâmicos, mais próxima é a estrutura do oceano continuamente estratificado.

No entanto, se a estrutura dinâmica se restringe a alguns poucos modos, não há necessidade de um número excessivo de camadas para se reter a essência do sistema oceânico de interesse.

Nossa análise das seções anteriores sugere que 38% da variabilidade vertical do sistema CB-CCI está associada ao primeiro modo baroclínico. Este resultado nos convida a pensar numa discretização da estrutura de densidade por duas camadas (Figura 2.8), truncando o sistema a ser modelado aos modos barotrópico e primeiro baroclínico.

Entretanto, se decidimos pelo número de duas camadas, falta escolhermos qual a profundidade de repouso da interface e qual a diferença de densidade entre as duas camadas.

*Flierl* [1978] chamou atenção para o vínculo entre o oceano real e o oceano de camadas, e propôs "calibrar" os modelos de camada numa tentativa de vincular dinamicamente o modo baroclínico do oceano real estratificado com o do modelo de 2 camadas.

### 2.3.2 Aplicação e resultados

A técnica de Calibração Dinâmica, descrita em *Flierl* [1978], será utilizada no presente trabalho para que possamos determinar a profundidade de repouso da interface das duas camadas ( $H_1$ ) e também o salto de densidade entre elas  $\epsilon = (\rho_2 - \rho_1)\rho_0$ .

*Flierl* [1978] afirma que o comportamento do sistema aproximado é determinado por um conjunto de grandezas que são matematicamente tratadas como funcionais da estratificação do oceano real. São elas: o raio de deformação baroclínico, os valores em superfície e no fundo dos modos dinâmicos e o acoplamento modal.

Em *Flierl* [1978], a técnica de Calibração Dinâmica é apresentada para três situações físicas distintas: forçamento do vento, influências da topografia de fundo, e interações

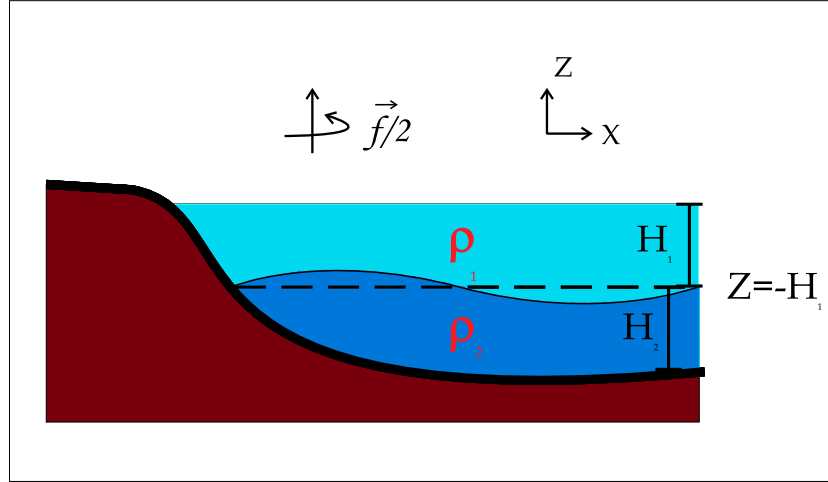


Figura 2.8: Representação esquemática do oceano de camadas. Gentilmente cedida por MSc. Carlos Augusto C. Leal Silva

não-lineares. Toda a técnica foi desenvolvida para modelos quase-geostróficos, mas podem ser estendidas a modelos de equações primitivas. Como o objetivo central deste trabalho é o entendimento da variabilidade de meso-escala do sistema CB-CCI, centrado na dinâmica do primeiro modo baroclínico, consideramos a avaliação da técnica para as duas últimas situações físicas listadas. O fenômeno de formação, crescimento e emissão de vórtices é caracterizado por efeitos não-lineares importantes. Na outra situação, sabemos que o desenvolvimento destes meandros ocorre sobre a porção intermediária e superior do talude continental.

Para um modelo de  $n$  camadas os modos normais são obtidos segundo procedimento análogo ao descrito nas equações 2.8 e 2.9 para o oceano continuamente estratificado.

$$\frac{f_0^2}{\epsilon_{i-1}gH_i}(\tilde{F}_j^{i-1} - \tilde{F}_j^i) - \frac{f_0^2}{\epsilon_i gH_i}(\tilde{F}_j^i - \tilde{F}_j^{i+1}) + \tilde{\lambda}_j \tilde{F}_j^i = 0 \quad (2.14)$$

onde  $i=1,2$ . Os  $\tilde{F}_j^i$  representam as quantidades do oceano de camadas.  $\tilde{F}_j^i$  representa o valor do  $j$ -ésimo modo na  $i$ -ésima camada.

A equação 2.14 consiste em um sistema de duas equações e duas incógnitas ( $F_j^1$  e  $F_j^2$ ). Requerendo a solução não trivial desse sistema, obtemos os autovalores e autovetores associados. A relação de ortonormalização para os  $\tilde{F}'s$  é dada por

$$\frac{1}{H} \sum_{i=1}^2 H_i \tilde{F}_j^i \tilde{F}_k^i = \delta_{jk}. \quad (2.15)$$

As expressões para os  $\tilde{F}'s$  são então dadas por

$$\tilde{F}_0^1 = 1 \quad ; \quad \tilde{F}_0^2 = 1 \quad (2.16)$$

$$\tilde{F}_1^1 = \sqrt{\frac{H_2}{H_1}} \quad ; \quad \tilde{F}_1^2 = -\sqrt{\frac{H_1}{H_2}}; \quad (2.17)$$

associados ao autovalores

$$\tilde{\lambda}_0 = 0 \quad (R_{do} = \infty) \quad (2.18)$$

$$\tilde{\lambda}_1 = \frac{f_0^2(H_1 + H_2)}{\epsilon g H_1 H_2} \quad \left( R_{do} = \sqrt{\frac{\epsilon g H_1 H_2}{f_0^2(H_1 + H_2)}} \right). \quad (2.19)$$

A seguir apresentamos as expressões utilizadas por *Flierl* [1978] para a calibração devido a efeitos topográficos e efeitos não-lineares. Omitiremos o desenvolvimento destas expressões, sendo que o leitor interessado deve se reportar ao artigo original.

### Calibração para Efeitos Topográficos

A calibração para este caso consiste em impor que o raio de deformação baroclínico do oceano de camadas seja igual ao do oceano continuamente estratificado, e que o valor do modo baroclínico do modelo de camadas junto ao fundo seja o mesmo do oceano continuamente estratificado, ou seja,

$$\tilde{R}_{d_1} = R_{d_1}; \quad (2.20)$$

$$\tilde{F}_1^2 = \tilde{F}_1(-H). \quad (2.21)$$



### Calibração para Efeitos Não-lineares

A calibração para este caso consiste em impor que, novamente o raio de deformação baroclínico do oceano de camadas seja igual ao do oceano continuamente estratificado e que o parâmetro de acoplamento associado ao primeiro modo  $\xi_{111}$  (vide definição 2.7) do oceano de camadas seja igual ao do oceano continuamente estratificado :

$$\tilde{R}_{d_1} = R_{d_1}; \quad (2.22)$$

$$\tilde{\xi}_{111} = \xi_{111}. \quad (2.23)$$

Em nosso caso, as quantidades do oceano estratificado são oriundas dos resultados da análise dos dados (TRANSCOBRA).

Já as quantidades  $\tilde{R}_{d_1}$ ,  $\tilde{F}_1^2$  e  $\hat{\xi}_{111}$  podem ser escritas em termos de expressões envolvendo  $H_1$  e  $\epsilon$ . As definições de  $\tilde{R}_{d_1}$  e  $\tilde{F}_1^2$  estão apresentadas nas Eqs (2.17) e (2.19), enquanto que  $\hat{\xi}_{111}$  é dado por

$$\hat{\xi}_{111} = \frac{H_1}{H} \left( \frac{H_2}{H_1} \right)^{3/2} - \frac{H_2}{H} \left( \frac{H_1}{H_2} \right)^{3/2}. \quad (2.24)$$

Com os valores da Tabela 2.2 e os sistemas de Eqs. (2.20-2.21) e (2.22-2.23), obtemos os valores de  $H_1$  e  $\epsilon$  para as duas situações de calibração. Os resultados estão apresentados na Tabela 2.3. A estrutura dos modos discretos do oceano de camadas é apresentada na Figura 2.9.

Em ambos os casos, a profundidade da primeira camada assumiu valores compatíveis com os que são usualmente descritos na literatura para a interface do sistema CB-CCI (Figura 2.9).

O valor de  $H_1=494$  m obtido, no segundo caso tratado, está mais próximo do limite da inversão vertical da velocidade meridional descrito na literatura.

Obtidos os resultados, cabe agora a decisão sobre qual das calibrações adotar para as simulações numéricas a serem apresentadas no próximo capítulo.

Tabela 2.2: Quantidades do oceano continuamente estratificado a serem utilizadas na calibração dinâmica.

Quantidade	Valor
$Rd_1$	<b>35 km</b>
$F_1(-H)$	<b>-1,072</b>
$\xi_{111}$	<b>0,72</b>

Tabela 2.3: Resultados da Calibração Dinâmica.

	Efeitos Topográficos	Efeitos Não-Lineares
$H_1$	<b>722 m</b>	<b>494 m</b>
$\epsilon$	<b><math>1,3 \times 10^{-3}</math></b>	<b><math>1,1 \times 10^{-3}</math></b>

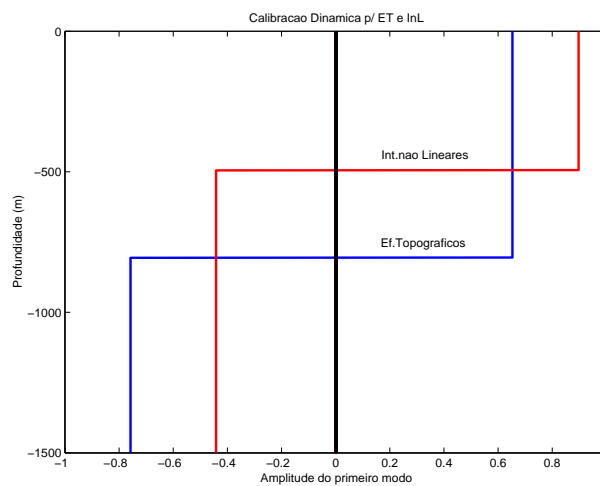


Figura 2.9: Amplitudes modais para o oceano de duas camadas dinamicamente calibrado.

## Capítulo 3

# Evidências de Instabilidade Baroclínica

No capítulo anterior, discutimos a composição dinâmica do sistema, CB-CCI, com o intento de capturar a estrutura mínima necessária para explicar a variabilidade de meso-escala destas correntes oceânicas ao largo do Sudeste Brasileiro. Neste capítulo pretendemos utilizar ainda as observações de velocidade do Experimento TRANSCOBRA para avançar na discussão sobre os mecanismos que são responsáveis pela geração dos vórtices de amplitude finita observados na região de interesse.

Aqui seguiremos a análise da avaliação das condições necessárias para instabilidade baroclínica apresentadas por *Silveira e Lima* [2001]. A diferença do procedimento neste trabalho é que consideramos velocidades observadas, e não velocidades geostróficas geradas numericamente pelos autores. Entretanto, carregamos a limitação de utilizar velocidades instantâneas, e não médias, como a teoria requer. Nossa análise é conduzida ante a suposição de que, como o escoamento da CB flui praticamente paralelo às isóbatas, na ocasião das medições, as perturbações associadas às ondas de vorticidade eram pequenas, se comparadas à do jato médio.

### 3.0.3 Condições Necessárias para Instabilidade Baroclínica

A partir da análise dos dados das quatro estações TRANSCOBRA, descritas no capítulo anterior, buscaremos avaliar as condições necessárias para a instabilidade baroclínica do sistema Corrente do Brasil-Corrente de Contorno Oeste Intermediária (CB-CCI). Utilizaremos, nesta avaliação, a teoria quase-geostrófica clássica de instabilidade. O gradiente zonal da vorticidade potencial quase-geostrófica básica  $\bar{q}$  pode ser estimado por

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial x} = \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial z} \frac{f_0^2}{N^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}; \quad (3.1)$$

onde  $f_0$  é o valor médio do parâmetro de Coriolis na região dos entornos de Cabo Frio.

A avaliação das condições necessárias, mas não suficientes, para a instabilidade baroclínica depende crucialmente da estrutura vertical de  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  e suas interações com os gradientes de velocidade básica ao longo do eixo da corrente  $\bar{v}$ . Mais precisamente, a teoria de instabilidade linear prevê que o escoamento poderá ser baroclinicamente instável se:

- (i)  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  trocar de sinal entre a superfície e o fundo; ou
- (ii) Se em alguma profundidade,  $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$  tiver sinal oposto a  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  na superfície; ou
- (iii) Se em alguma profundidade,  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  tiver o mesmo sinal que a quantidade  $(1+\gamma)\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$  junto ao fundo, onde  $\gamma$  representa a razão entre a inclinação de fundo e a inclinação das isopicnais mais profundas.

### 3.0.4 Parametrização da Inclinação de Fundo

O parâmetro  $\gamma$  descrito na condição (iii) da teoria de instabilidade baroclínica depende da topografia através da seguinte relação

$$\gamma = \frac{N^2(z = -H)}{\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}(z = -H)} \frac{\partial b}{\partial x}; \quad (3.2)$$

onde  $z=b(x)$  representa as variações topográficas quase-geostróficas do fundo, e  $z=-H$ , a profundidade média da região oceânica.

Como  $\frac{\partial b}{\partial x}$  deve ser constante, significa na prática que estamos usando uma aproximação linear para a topografia real. Para realizar o cálculo dessa quantidade, retiramos das cartas GHEBCO a topografia em torno de Cabo Frio (Figura 3.1).

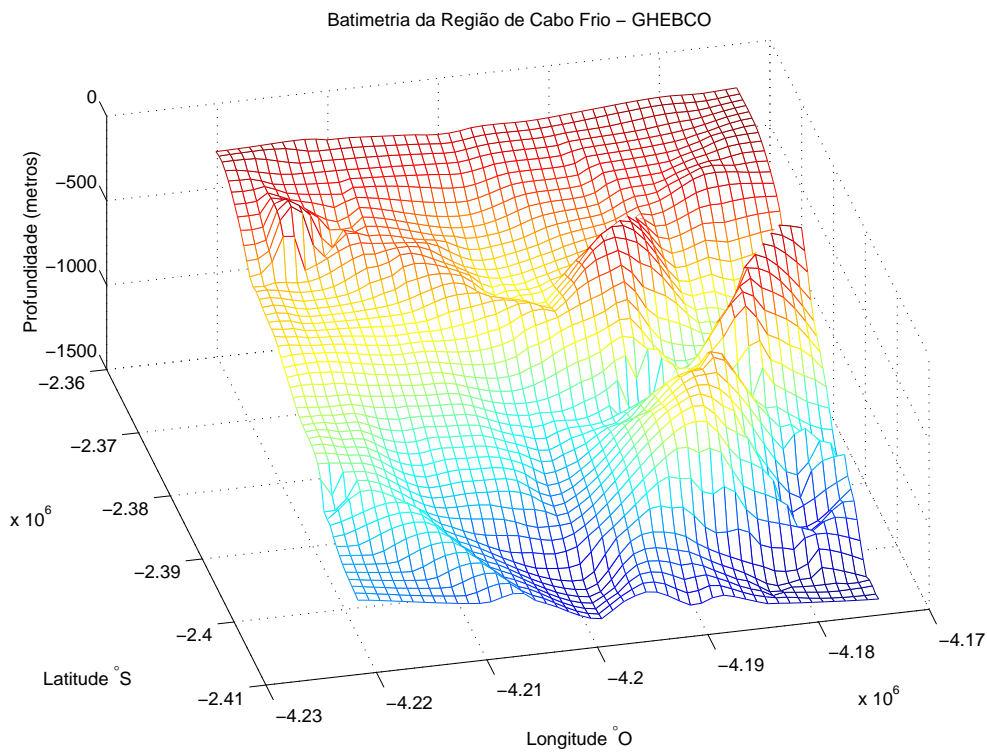


Figura 3.1: Batimetria da região de Cabo Frio extraída das cartas GHEBCO

Devido a orientação da costa na região de Cabo Frio, as coordenadas topográficas foram rotacionadas  $45^\circ$  afim de que o gradiente na direção transversal a corrente calculado estivesse orientado na direção transversal a costa. A partir disso, realizamos a média, na direção transversal a costa, da topografia e em seguida um ajuste linear. O

valor de  $\frac{\partial b}{\partial x}$  encontrado foi de -0.025.

Dinamicamente, a forma de se avaliar o efeito da topografia é o cálculo do gradiente de vorticidade ambiente, apelidado no jargão oceanográfico de "beta topográfico" ( $\beta_T$ ) devido à sua similaridade dinâmica com o gradiente de vorticidade planetária  $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ .

$\beta_T$  é dado por

$$\beta_T = \frac{f_0}{H} \frac{\partial b}{\partial x}. \quad (3.3)$$

A Figura 3.2 mostra o ajuste linear feito para a topografia de fundo na região. Considerando a profundidade média da região  $H=1500$  m e latitude média  $24^\circ\text{S}$ , encontramos  $\beta_T = 9.8390 \times 10^{-10} \text{ m}(\text{s}^{-1})$ .

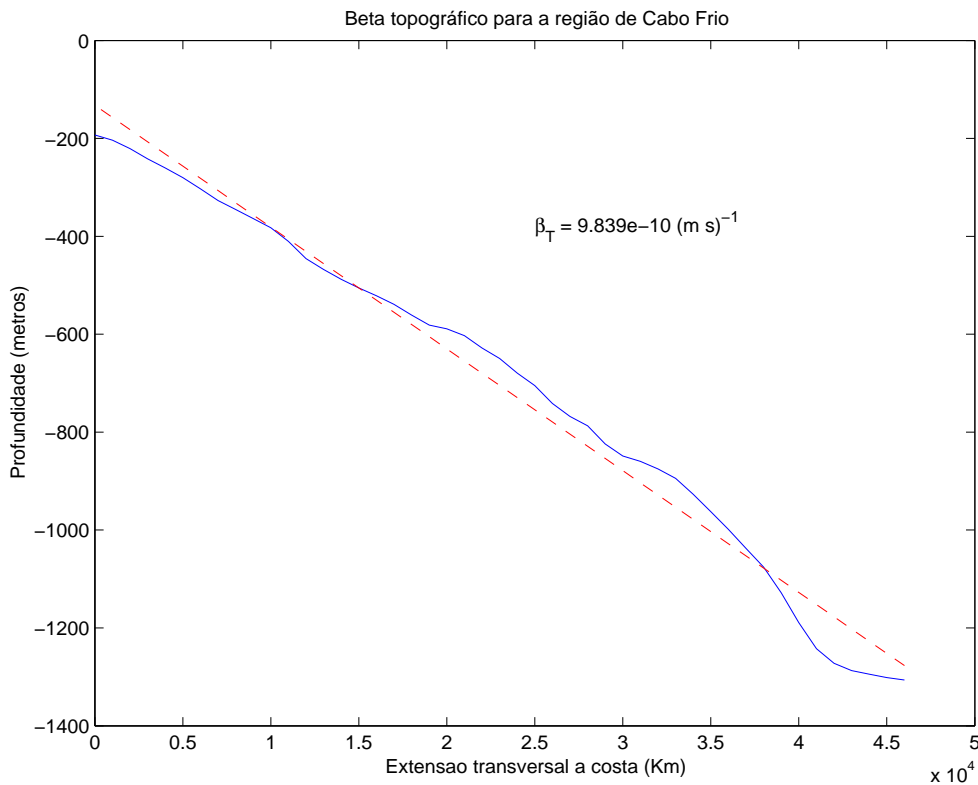


Figura 3.2: Ajuste linear da média zonal da topografia de fundo.

### 3.0.5 Avaliação das Condições de Instabilidade

Seguindo *Silveira e Lima* [2001] e o procedimento do Capítulo 2, avaliamos as condições de instabilidade em termos de perfis verticais médios lateralmente. Assim, a expressão (3.1) é reduzida a

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \frac{f_o^2}{N^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}. \quad (3.4)$$

Observamos que o cálculo de  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  é extremamente ruidoso e por requerer computação de gradientes verticais de  $N^2$  e  $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$ , perfis suaves e contínuos são necessários. Para o perfil de  $N^2$ , consideramos aquele suavizado apresentado na Figura 2.5. Já o perfil de  $\bar{v}$  a ser utilizado será resultado da reconstrução modal pelos 4 primeiros modos dinâmicos, ou seja,

$$\bar{v} \approx \sum_{i=1}^4 V_i F_i; \quad (3.5)$$

onde  $V_i$  é obtido pela eq. (2.12). Esta aproximação, como já dito, responde por 75% da variabilidade vertical. A representação gráfica de  $\bar{v}$  suavizado pela operação da eq. (3.5) é mostrada na Figura 3.3.

A Figura 3.4 exhibe os resultados do perfil vertical de  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  (painel direito) e o perfil vertical médio da velocidade ao longo do eixo da corrente reconstituído a partir dos modos normais (painel esquerdo).  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  tem valores positivos nos primeiros 400 m da coluna d'água com máximo em torno de 150 m de profundidade. O máximo negativo ocorre em torno de 700 m de profundidade e a partir de 1100 m os valores tornam a ser positivos.

Assim, avaliemos cada uma das três condições discutidas na seção 3.1.

#### Condição (i) :

Podemos observar pela inspeção do painel direito da Figura 3.4 que o perfil de  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  satisfaz à condição (i) de instabilidade.  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  troca duas vezes de sinal ao longo da vertical de forma bastante demarcada evidenciando que o sistema pode ser

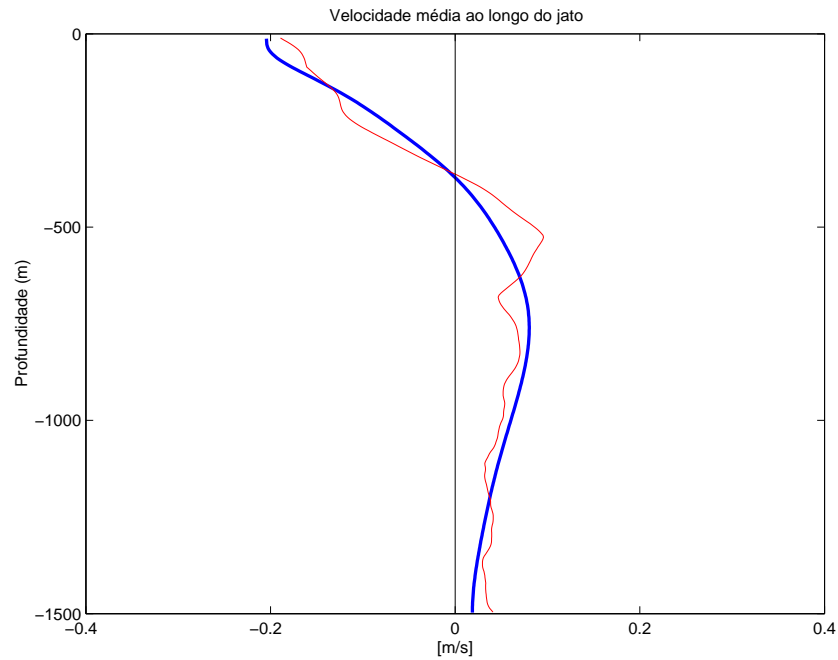


Figura 3.3: Perfil vertical da velocidade suavizada (linha vermelha) e da velocidade reconstituída a partir dos 4 primeiros modos dinâmicos (linha azul).

baroclinicamente instável.

### Condição (ii) :

A condição (ii) depende da avaliação do sinal do gradiente de velocidade meridional. Podemos observar que o perfil de  $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$  apresenta valores negativos nos primeiros 700 m da coluna d'água. Como os valores de  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  são positivos nos primeiros 400 m e também a partir de 1100 m de profundidade, a condição (ii) é satisfeita nas partes superior da CB e inferior da CCI:  $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} < 0$  e  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x} > 0$ .



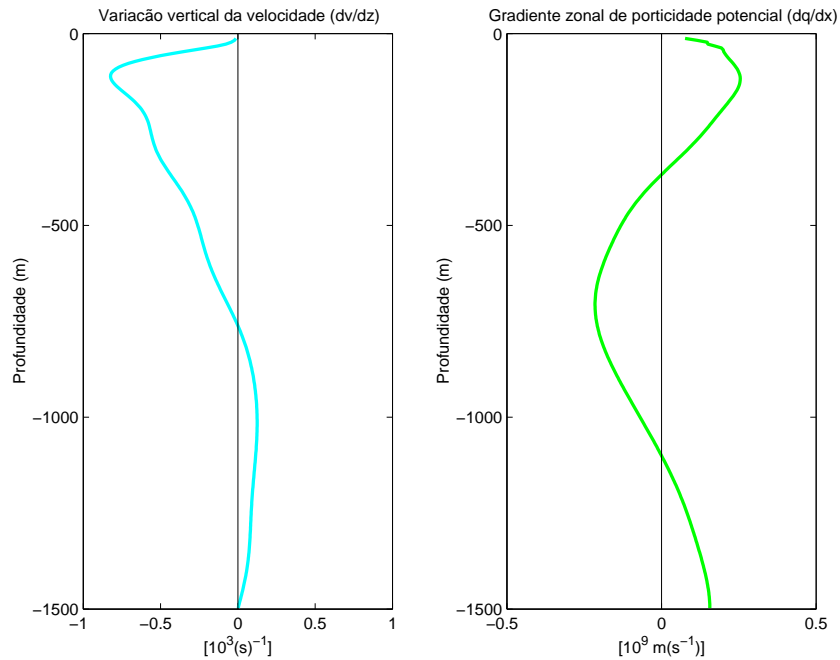


Figura 3.4: Perfis verticais do gradiente vertical de  $\bar{v}$  e do gradiente zonal de vorticidade potencial  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  aproximado pelos quatro primeiros modos.

**Condição (iii) :**

A condição (iii) depende da avaliação do sinal de  $(1+\gamma)\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$ , onde obtivemos  $\gamma = -0.025$ . Os valores de  $(1+\gamma)\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$  são positivos junto ao fundo. Assim, a condição (iii) é satisfeita também nas partes superior (até 400 m) e inferior (a partir de 1100 m) do perfil de  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ .

Em nosso estudo, a análise de instabilidade é feita a partir de medições diretas de velocidade. Entretanto, os resultados apresentam boa concordância com os de *Silveira e Lima* [2001] (Figura 1.9) e *Calado* [2001], os quais foram obtidos através da utilização de velocidades geostróficas (Figura 1.11) e velocidades modeladas respectivamente. A troca de sinal de gradiente zonal da vorticidade potencial ao longo da vertical (condição

I) retém, basicamente, a essência do critério para instabilidade. A inversão de sinal do perfil de  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  ocorre em torno de 200 m de profundidade nos mapas desses autores, e em torno de 300 m para nos nossos resultados.

Os valores máximos positivos  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  com todos os perfis, variam tipicamente entre  $0,3 \times 10^{-3}$  m/s e  $1,2 \times 10^{-9}$  m/s com profundidades correspondentes variando entre 20 m e 90 m. Ao contrário dos outros perfis de  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ , o perfil de *Silveira e Lima* [2001] apresenta apenas uma inversão ao longo da vertical devido ao truncamento de profundidade em 900 m. Ou seja, a inflexão da porção inferior do perfil da velocidade meridional não é capturada acarretando numa única inversão no perfil de  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ . Os valores mínimos obtidos por esses autores também revelam boa similaridade com os perfis obtidos no presente estudo, sendo da ordem de  $-0,2 \times 10^9$  m/s.

### 3.0.6 Instabilidade de Primeiro Modo

Uma vez que este estudo visa entender o sistema CB-CCI com base num sistema dominado pelo primeiro modo baroclínico, devemos reavaliar as condições necessárias de instabilidade em termos de um perfil de velocidade  $\bar{v}$  considerando apenas,

$$\bar{v} \approx V_1 F_1. \quad (3.6)$$

Os perfis de  $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$  e  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ , ante esta aproximação, são mostrados na Figura 3.5. Note-mos que novamente, dada inversão de sinal em  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ , todas as três condições necessárias à instabilidade são satisfeitas. Este resultado é, de certa forma, esperado pois, como indica a Tabela 2.1, o 1º modo baroclínico responde sozinho por 38% da variabilidade vertical. No entanto, a amplitude dos valores  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  unimodal (Figura 3.5) é bem menor que aquela contendo 4 modos. Tal fato é explicado por que modos de mais alta ordem estão associados a maiores  $\frac{\partial^2 F}{\partial z^2}$  que modos de mais baixa ordem.

Em síntese, os resultados dos Capítulos 2 e 3 indicam que o sistema CB-CCI é basicamente constituído pelo 1º modo baroclínico e é potencialmente baroclinicamente

instável.

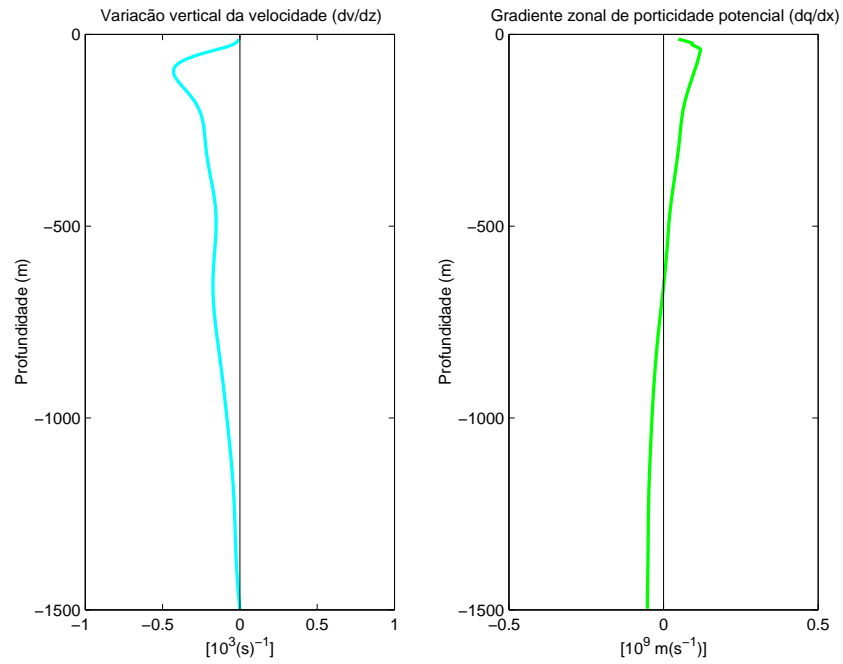


Figura 3.5: Perfis do gradiente vertical de  $\bar{v}$  e gradiente zonal de vorticidade potencial.  $\bar{v}$  é aproximado apenas pela estrutura vertical do primeiro modo baroclínico.

# Capítulo 4

## O Modelo Numérico

Neste capítulo, descreveremos a implementação do modelo numérico de camadas a ser utilizado para a investigação dos processos de meandramento do sistema CB-CCI sob a ótica da dominância dinâmica do primeiro modo baroclínico. O modelo escolhido é o Modelo Oceânico de Coordenadas Isopicnais da Universidade de Miami - MICOM.

### 4.1 Descrição do Modelo Numérico

O MICOM foi, inicialmente, desenvolvido por *Bleck e Boudra* na década de 70 e, desde de então, vem sendo otimizado, sob a coordenação do Dr. Bleck, através das contribuições de inúmeros pesquisadores. O modelo numérico tem, como principal característica, a utilização de superfícies isopicnais como coordenada vertical. O interior oceânico é mapeado por um conjunto de camadas de densidade potencial constante governadas por equações dinâmicas similares as equações da teoria de águas rasas. Assim, o modelo atua de forma análoga à um conjunto de modelos de águas rasas sobrepostos. As camadas isopicnais interagem através de forças de pressão transmitidas hidrostaticamente e, opcionalmente, através de mistura diapicnal. No presente trabalho, o MICOM será implementado no sentido clássico de um modelo de camadas, onde a densidade é

conservada dentro de cada camada. Além disso, considerando os objetivos do presente trabalho podemos apontar algumas justificativas para a utilização de um modelo de coordenadas isopicnais:

- Ao contrário dos modelos com coordenadas verticais eulerianas como os modelos de nível que utilizam, convencionalmente, a variável  $z$  como coordenada vertical, o modelo isopicnal é capaz de reduzir os erros associados a difusão numérica diapicnal. Estes erros ocorrem inevitavelmente no tratamento numérico de fluidos continuamente estratificados, a partir da concentração de um número mais elevado de camadas isopicnais em regiões caracterizadas por intensos gradientes verticais e horizontais de densidade. Além disso, por ser a Corrente do Brasil um escoamento geostrófico a utilização de coordenadas isopicnais está em plena conformidade com o fato de que o movimento geostrófico se dá ao longo das superfícies de densidade potencial constante.
- Modelos numéricos de coordenadas isopicnais são frequentemente adotados para a modelagem da circulação oceânica de larga escala pelo fato de eliminarem o problema gerado pela intersecção espúria das superfícies isopicnais. Essa escolha de coordenadas é também muito conveniente para a realização de análises e comparações com modelos analíticos.
- Regiões de frentes oceânicas, como a da Corrente do Brasil, as quais são caracterizadas por intensos gradientes horizontais de densidade, podem ser facilmente resolvidas com poucas camadas; no caso de um modelo de coordenadas eulerianas seriam necessários muitos níveis para resolver adequadamente uma região de frente. No modelo isopicnal, os processos envolvendo frentes podem ser resolvidos pela distorção do próprio sistema de coordenadas *Bleck e Boudra* [1986].

O MICOM é um modelo de equações primitivas contendo cinco equações prognósticas; uma para cada componente horizontal da velocidade ( $u$  e  $v$ ), uma para a conservação

de massa (ou tendência da espessura da camada) e equações para duas variáveis termodinâmicas, temperatura ou salinidade no interior das camadas isopícnicas. Este conjunto de equações é completado por três equações de caráter diagnóstico que compreendem as equações hidrostática, a equação de estado, e a equação do balanço da energia cinética turbulenta. Omitimos aqui a formulação do modelo e a discretização das equações em diferenças finitas, solicitando aos leitores que se reportem a textos como *Bleck e Boudra* [1986], *Campos* [1990] e *Giarolla* [1998] para detalhes.

Aqui, limitamo-nos a comentar que os campos de massa e velocidade são distribuídos horizontalmente de forma que os pontos  $u(v)$  estão localizados numa posição média entre os pontos de massa na direção  $x(y)$ . Essa distribuição é conhecida como grade C de Arakawa [*Arakawa e Lamb*, 1977].

O MICOM integra temporalmente as equações primitivas considerando o esquema de diferenciação temporal *split-explicit* que consiste na separação explícita dos modos barotrópico e baroclínico. Esse esquema possibilita a definição de intervalos de tempo de integração diferentes para cada modo, otimizando o tempo computacional. Enquanto um passo de tempo mais curto é usado para avançar a componente barotrópica da solução através do esquema *"forward-backward"*, um passo de tempo mais longo é usado nos cálculos da componente baroclínica da solução, a qual utiliza o esquema *leapfrog* (centrado no tempo e no espaço). Ambos os esquemas interagem uma vez a cada passo de tempo interno (baroclínico).

## 4.2 Grade do Modelo e Batimetria

### 4.2.1 Grade Horizontal

O modelo numérico considera a isotropia na resolução horizontal da grade. As equações são resolvidas através de uma grade regular projetada sobre a superfície ter-

restre (*projeção de Mercator*). Dessa forma, para uma grade regular contendo  $n$  graus de longitude, a dimensão da grade, na direção meridional, a  $\phi$  graus de latitude é dada por:  $n \cos \phi$  graus. Assim, o fator de mapeamento da escala é uma função da latitude ( $\phi$ ), mas não da direção: elementos de grade quadrados projetados sobre a superfície terrestre correspondem, aproximadamente, a áreas quadradas na esfera.

A região de domínio do modelo se estende de  $10^\circ$  a  $40^\circ$  sul e de  $50^\circ$  a  $15^\circ$  oeste a fim de que os contornos (fechados) estejam bem afastados da região de interesse, a qual está compreendida entre  $22^\circ$  e  $28^\circ$  sul e entre  $50^\circ$  e  $35^\circ$  oeste. A resolução horizontal adotada para a grade é de  $1/6^\circ$  que consideramos adequada para o estudo dos meandros e vórtices da corrente do Brasil, cuja dimensão observada é de cerca de 200 km de diâmetro. Tendo em vista a resolução horizontal e a região de domínio adotados o modelo conterà 211 pontos de grade na direção zonal e 181 na direção meridional.

O arquivo de batimetria utilizado foi extraído do banco de dados ETOPO-5 do *National Center of Geophysical Data* (E.U.A) e acoplado a um segundo arquivo batimétrico gentilmente cedido pelo *Cmte. J.H. Rezende* da Diretoria Nacional de Hidrografia e Navegação (DHN). Este arquivo foi gerado a partir da digitalização de cartas náuticas e corresponde à região entre  $20^\circ$  e  $30^\circ$  sul e entre  $39^\circ$  e  $50^\circ$  oeste da plataforma continental. Esse acoplamento foi necessário devido a baixa resolução dos dados da fonte ETOPO-5 na margem continental. As representações bidimensional e tridimensional da batimetria da região de domínio do modelo são exibidas nas Figuras 4.1 e 4.2.

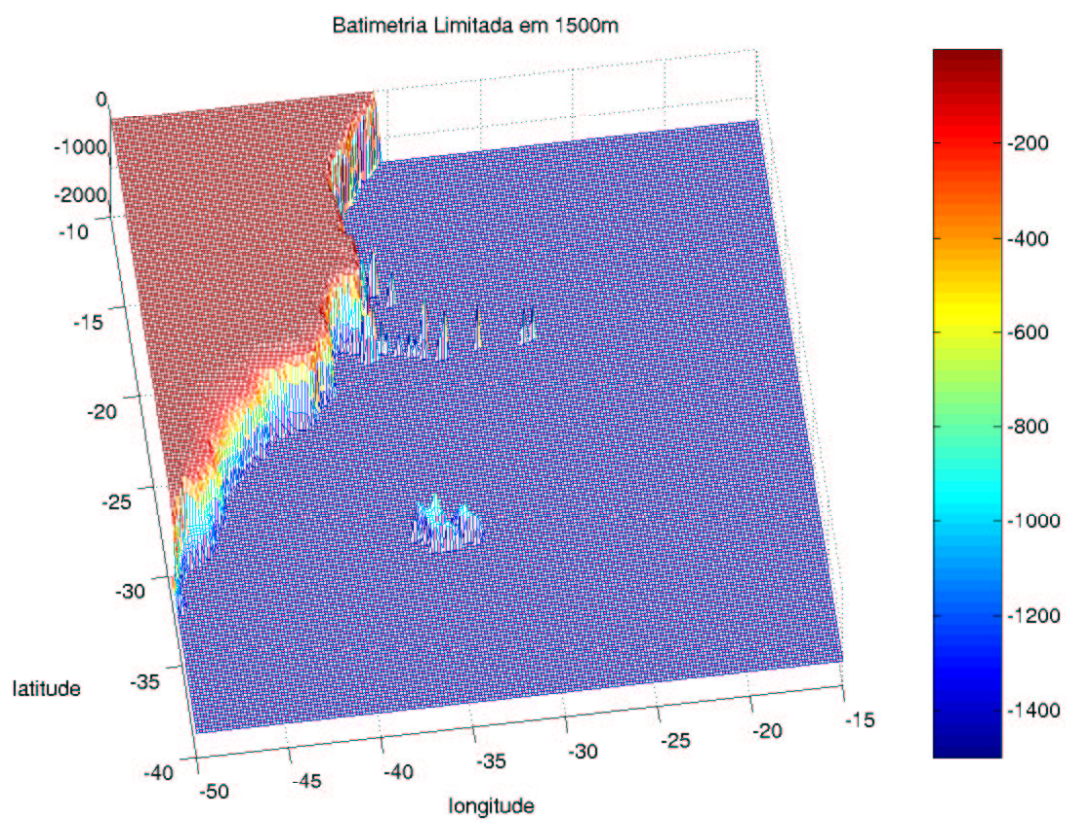


Figura 4.1: Domínio (tridimensional) da implementação regional do MICOM .



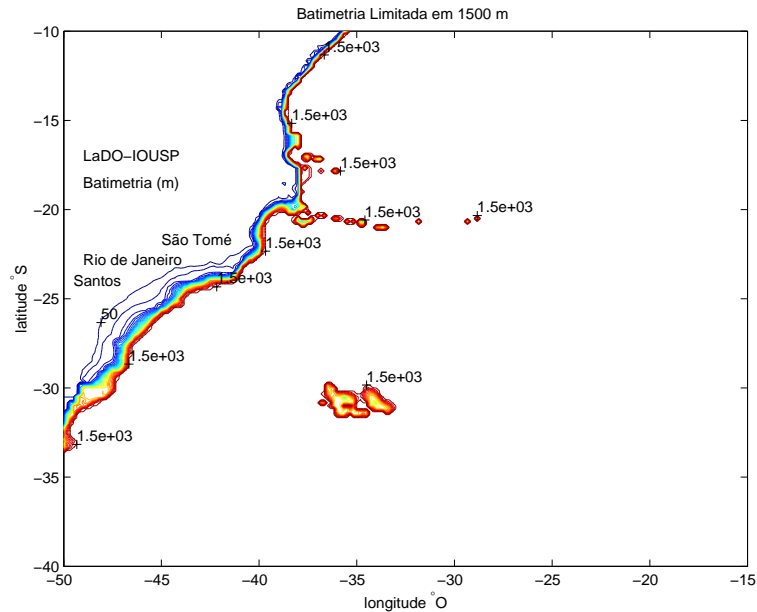


Figura 4.2: Domínio (bidimensional) da implementação regional do MICOM .

## 4.2.2 Estrutura Vertical de Densidade

Serão adotadas configurações com duas camadas isopícnais, em acordo com a análise apresentada no Capítulo 2.

Os parâmetros da Calibração Dinâmica para efeitos não-lineares (Tabela 2.3) são empregados para obtenção dos valores das densidades de cada camada. A profundidade de repouso da interface,  $H_1 = 494$  m foi aproximada para 500 m e adotada como profundidade inicial da interface CB-CCI no modelo. Para a determinação das densidades, a partir de  $\epsilon$ , utilizamos perfis de temperatura e salinidade da climatologia de *Levitus et al.* [1994] (Figura 4.3) da região. Calculamos a densidade média do oceano entre 500 e 1500 m de profundidade ( $\rho_2$ ). Assim, a determinação da densidade na camada superior ( $\rho_1$ ) foi feita a partir da diferença  $\rho_1 = \rho_2 - \rho_0 \epsilon$  (Figura 4.4).

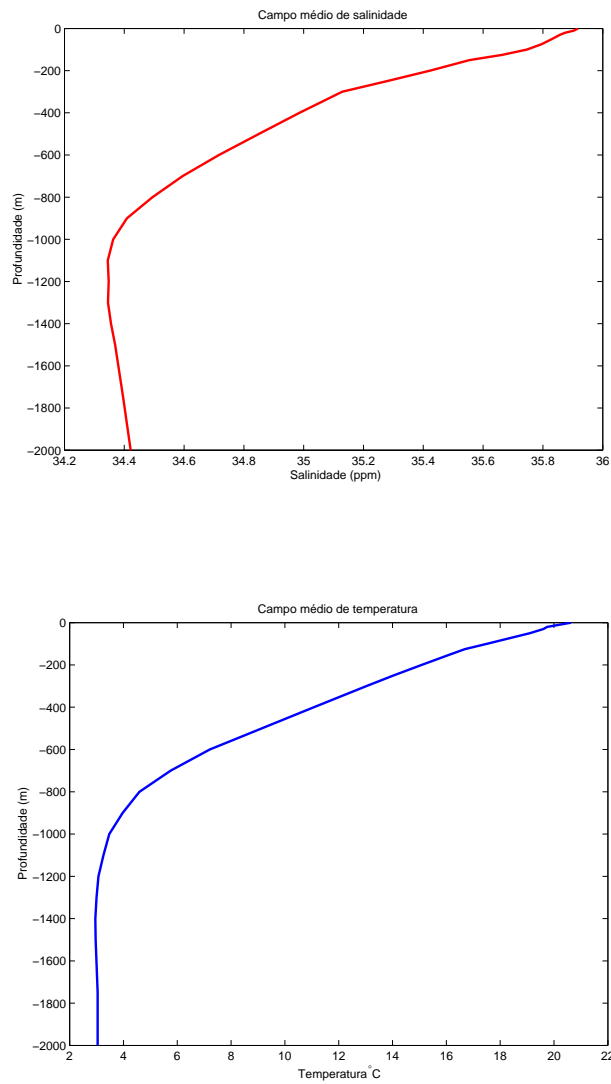


Figura 4.3: Perfis climatológicos de salinidade (painel superior) e temperatura (painel inferior) extraídos de *Levitus et. al* [1994].

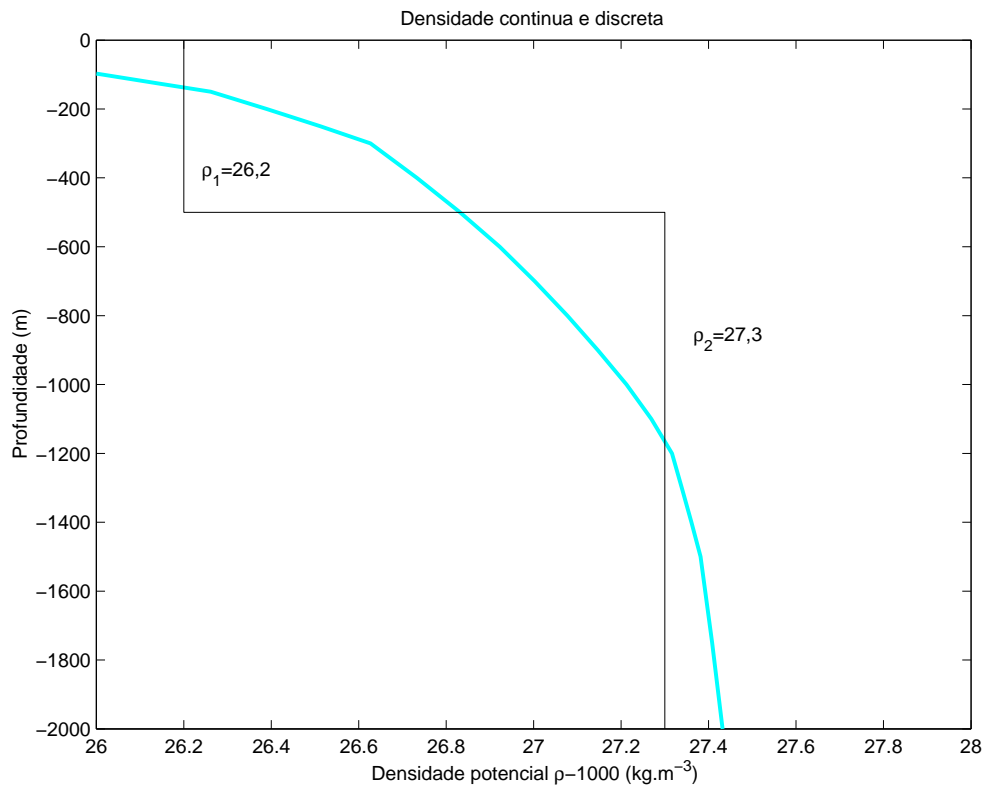


Figura 4.4: Perfis de densidade contínuo médio obtido a partir da seção TRANSCOBRA, e o discreto dinamicamente calibrado.

Os valores obtidos para  $\rho_1$  e  $\rho_2$  foram, respectivamente:  $1026,2 \text{ Kg/m}^3$  e  $1027,3 \text{ Kg/m}^3$ . Optamos por utilizar o  $\rho_2$  da climatologia e calcular  $\rho_1$ , pois a menor variação dos campos de temperatura e salinidade abaixo da base da piconclina justifica o uso da camada inferior como estimativa inicial. Dessa forma, minimizamos os possíveis erros no cálculo do valor médio da densidade para ambas as camadas.

### 4.3 Funções Forçantes

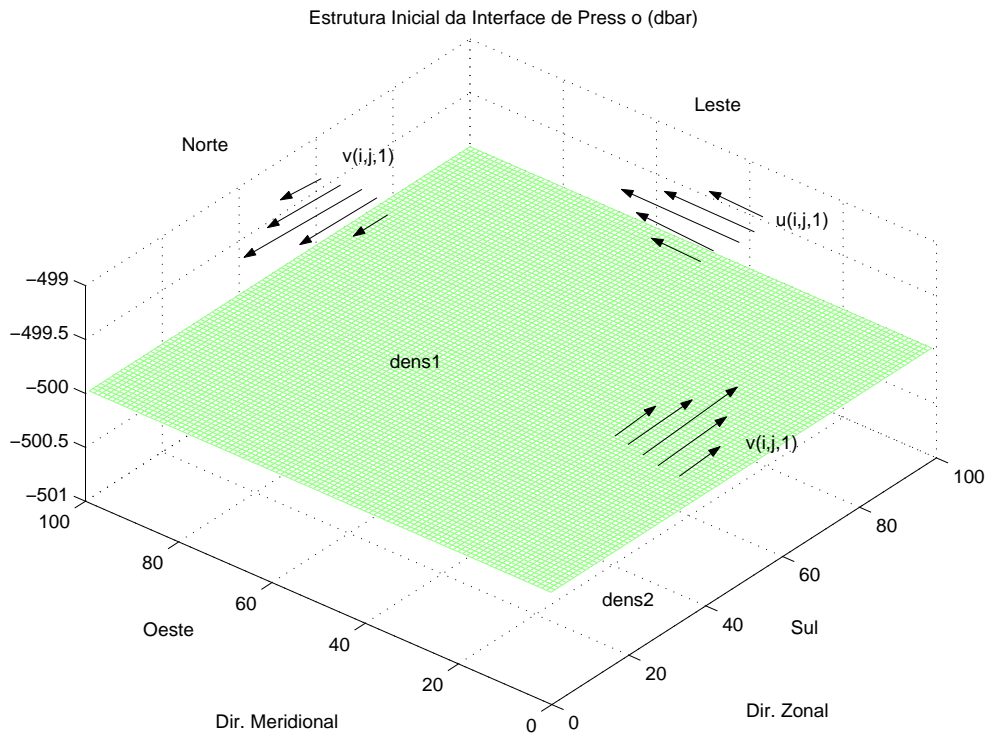


Figura 4.5: Representação esquemática do forçamento imposto ao modelo.

Nos experimentos que serão descritos posteriormente, o modelo é inicializado a partir do repouso com as superfícies isopícnais planas e os campos de salinidade e temperatura constantes. O forçamento se dará unicamente pela imposição de um escoamento baroclínico, paralelo aos contornos norte, sul e leste na primeira camada isopícnal (Figura 4.5). Assim, formar-se-á um cinturão de velocidades, a partir das componentes baroclínicas, com espessura de **11** pontos de grade ( $2^\circ$ ) ao longo de todo o domínio.

Essa imposição de velocidades gera, na borda oeste, uma corrente fluindo de norte para sul. Dentre as formas teóricas idealizadas para o perfil zonal da corrente, a escolha de uma função Gaussiana deu-se basicamente pelo fato das velocidades terem

apresentado um bom comportamento sobretudo na junção dos contornos. Além disso, o fato da função decair até zero, em suas extremidades, fez com que não fosse violada a condição de não-escorregamento lateral ao longo do contorno oeste.

Após um certo tempo de integração, a interface de pressão, inicialmente plana, sofre uma distorção devido ao fluxo anti-horário de velocidades ao redor da bacia, na camada superior. Como o escoamento é regido pelas equações do movimento geostrófico horizontalmente não-divergente, essa distorção da interface de pressão gera, na camada inferior, um fluxo baroclínico de sentido oposto, originando um cinturão horário de velocidades. Assim, foi possível gerar, ao longo da costa oeste, um sistema de correntes com as mesmas características do sistema CB-CCI. O ajuste do valor máximo de velocidade das funções gaussianas impostas (Figura 4.6) foi feito experimentalmente, a fim de obtermos, sobre o eixo da corrente gerada na borda oeste, valores do transporte de volume condizentes com o transporte da CB descrito na literatura. Esse ajuste resultou no valor =**16 Sv** para a componente baroclínica ao longo de cada contorno. As expressões analíticas das componentes baroclínicas da velocidade ao longo das bordas norte sul e leste são dadas respectivamente por

$$v(i, j, k) = -0,5e^{\frac{-(i-6)^2}{2}}; \quad (4.1)$$

$$v(i, j, k) = 0,5e^{\frac{-(i-176)^2}{2}}; \quad (4.2)$$

$$u(i, j, k) = -0,5e^{\frac{-(j-206)^2}{2}}; \quad (4.3)$$

onde  $i$  e  $j$  representam os pontos de grade nas direções meridional e zonal respectivamente e  $k$  representa o índice da camada considerada ( $k = 1$ ). Os perfis Gaussianos com valores de velocidade para cada ponto de grade (m/s) são apresentados na Figura 4.6

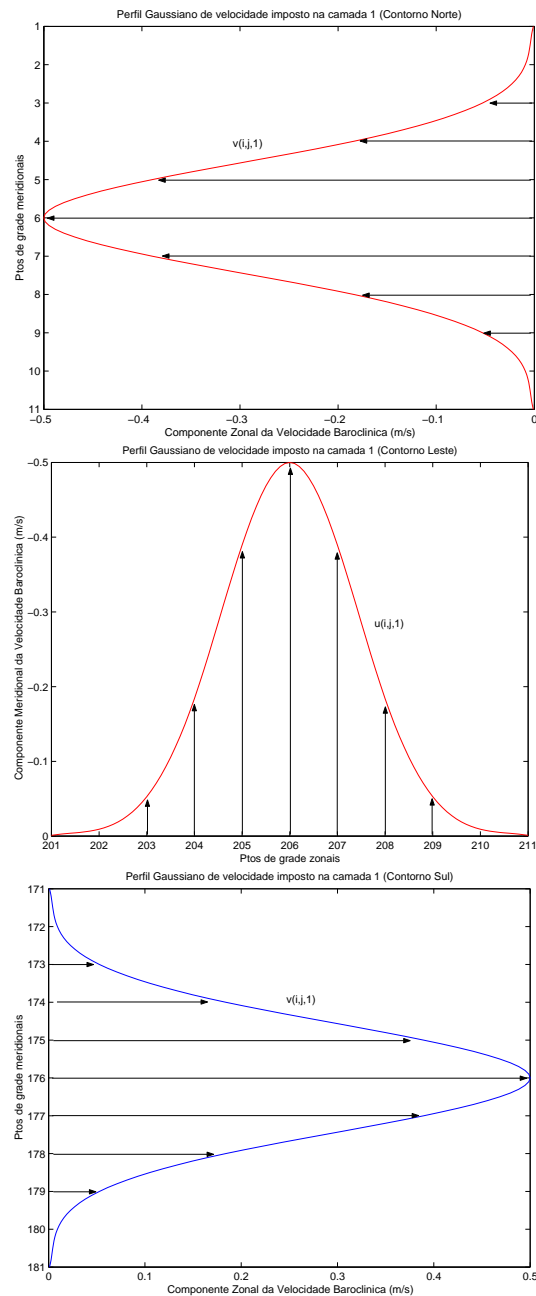


Figura 4.6: Representação esquemática da função das velocidades baroclínicas impostas nas bordas norte, leste e sul.

## 4.4 Condições de Contorno

O modelo possui contornos fechados e consideravelmente afastados da região de estudo para que a influência de eventuais sinais espúrios gerados nas bordas, tais como ondas de Kelvin, seja minimizada na região de interesse. Nos contornos laterais, a condição de livre escorregamento lateral é assumida ao longo das bordas norte, sul e leste, ou seja, a componente da velocidade paralela à esses contornos pode assumir valores diferentes de *zero*. Entretanto, na borda oeste, consideraremos a condição de não escorregamento lateral.

Na Figura 4.6 observamos o perfil das componentes da velocidade baroclínica paralelas, isto é: zonal negativa, zonal positiva e meridional negativa prescritas para os 11 últimos pontos de grade nos contornos norte, sul e leste respectivamente. No intuito de inibirmos a geração de ondas espúrias nesses contornos, condições de relaxação são aplicadas as componentes da velocidade baroclínica normais, isto é: meridional negativa, meridional positiva e zonal positiva ao longo dos 11 últimos pontos de grade nos contornos norte, sul e leste respectivamente. As condições são dadas por expressões do tipo

$$u(i,j,k)=0.9u(i+1,j,k);$$

$$v(i,j,k)=0.9v(i,j-1,k).$$

Ou seja, à medida em que nos aproximamos do contorno, a componente normal da velocidade baroclínica associada ao contorno decai à 90% do seu valor no ponto de grade imediatamente anterior. A escolha desse fator percentual depende da extensão da zona de relaxação e foi estabelecida experimentalmente.

# Capítulo 5

## Experimentos Numéricos

Neste capítulo, descreveremos a elaboração e os resultados dos experimentos numéricos realizados com a implementação do MICOM com duas camadas: o experimento com topografia realística, denominado **ETR**, e o experimento com topografia idealizada, denominado **ETI**. No primeiro experimento (ETR), buscamos avaliar se o sistema CB-CCI com estrutura de densidade dinamicamente calibrada é capaz de reproduzir o meandramento propagante observado no oceano real ao largo do sudeste (SE) brasileiro. No segundo experimento (ETI), removemos as feições do talude continental, que é transformado num paredão vertical, para avaliar se a ausência do talude inibe ou modifica o padrão de meandramento.

Tendo em vista os resultados obtidos para a estrutura modal da CB tanto na região do Cabo de São Tomé [*Silveira e Lima, 2001*] quanto na região adjacente à Cabo Frio, descritos nos capítulos anteriores do presente trabalho, em ambos os experimentos numéricos a Corrente do Brasil foi, essencialmente, tratada como um sistema baroclínico de primeiro modo.

Como estamos realizando uma abordagem baroclínica, as variáveis barotrópicas não receberam nenhum tipo de tratamento na implementação do modelo. Assim, essas variáveis são mantidas livres ao longo da integração.



## 5.1 Experimento ETR

### 5.1.1 Características e estabilização

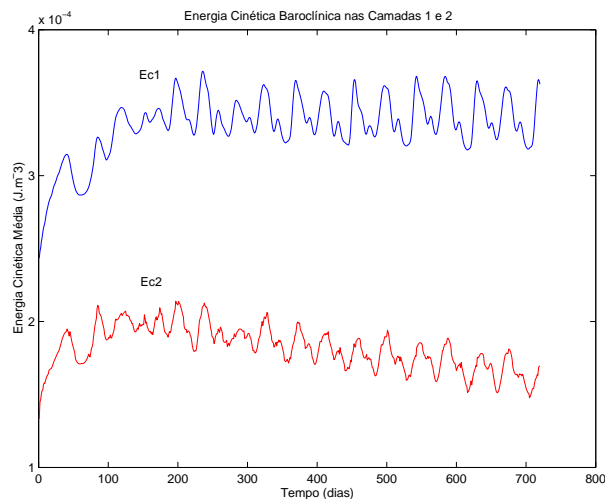


Figura 5.1: Energia cinética baroclínica média nas camadas 1 e 2

O passo de integração adotado nas simulações foi de 720 segundos para o modo interno (modo baroclínico) e 24 segundos para o modo externo (modo barotrópico). Além disso, adotamos o valor inicial de 0.4 para o coeficiente (adimensional) de viscosidade turbulenta.

Para definir a estabilização deste experimento, consideramos o critério do comportamento hiperbólico da evolução da energia cinética baroclínica média no domínio do modelo. Pretem-se o critério utilizando a energia cinética barotrópica pelo fato dessa energia estar associada, basicamente, a ondas de gravidade, cuja frequência é muito maior que a das ondas associadas a energia cinética baroclínica, como por exemplo, as

ondas internas. Assim, por apresentarem maior período, as ondas baroclínicas requerem um maior tempo de integração para a sua estabilização. Na Figura 5.1 mostramos a energia cinética média para as camadas superior e inferior. Em ambas, a energia se inicia no zero e estabiliza-se por volta do dia 180. Após a estabilização os valores oscilam entre  $3,2 \times 10^{-4} J.m^{-3}$  e  $3,7 \times 10^{-4} J.m^{-3}$  para a primeira camada e entre  $1,5 \times 10^{-4} J.m^{-3}$  e  $2,2 \times 10^{-4} J.m^{-3}$  para a segunda camada. Na análise dos experimentos, o tempo de estabilização será desconsiderado.

### 5.1.2 Circulação Média

A Figura 5.2 exhibe, os campos médios da velocidade total para todo o domínio do modelo. O período de medianamento considerado foi de 360 dias após a estabilização. A primeira constatação é que o cinturão de velocidades impostas na camada 1 nas bordas norte, sul e leste a fim de simular o padrão de circulação do Giro Subtropical na primeira camada é efetivo em, por ajustamento geostrófico, gerar um escoamento na camada inferior.

O cinturão de velocidades também é eficiente em gerar um sistema baroclínico de correntes livres na borda oeste do modelo. Isto ocorre em consequência do ajustamento geostrófico impor uma restrição ao tamanho da velocidade vertical, e por uma quase não-divergência horizontal, formar o sistema de correntes de contorno oeste. Isto pode ser observado na Figura 5.3 que mostra o perfil das componentes meridionais do jato ao longo dos 11 últimos pontos de grade do contorno leste. A curva azul denota o jato imposto na camada superior. Podemos observar que além do escoamento baroclínico gerado na camada inferior por ajustamento geostrófico (curva em vermelho), uma componente barotrópica associada ao fluxo baroclínico imposto também é gerada no contorno (curva em verde).

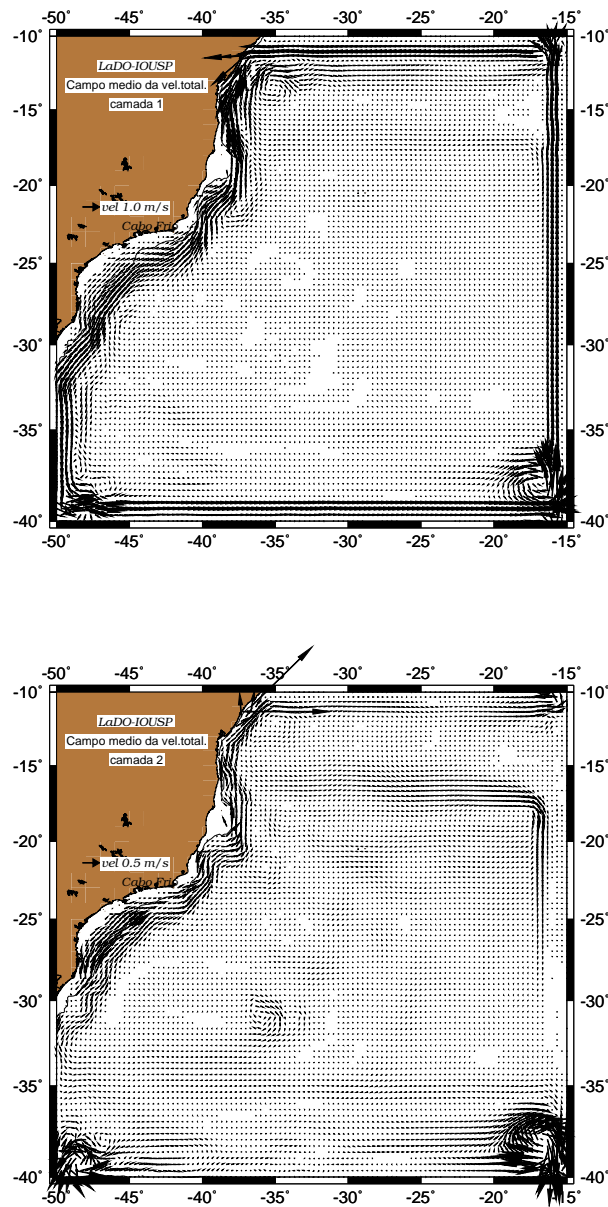


Figura 5.2: Campo médio da velocidade total na camada 1 (painel superior) e na camada 2 (painel inferior) em todo o domínio.

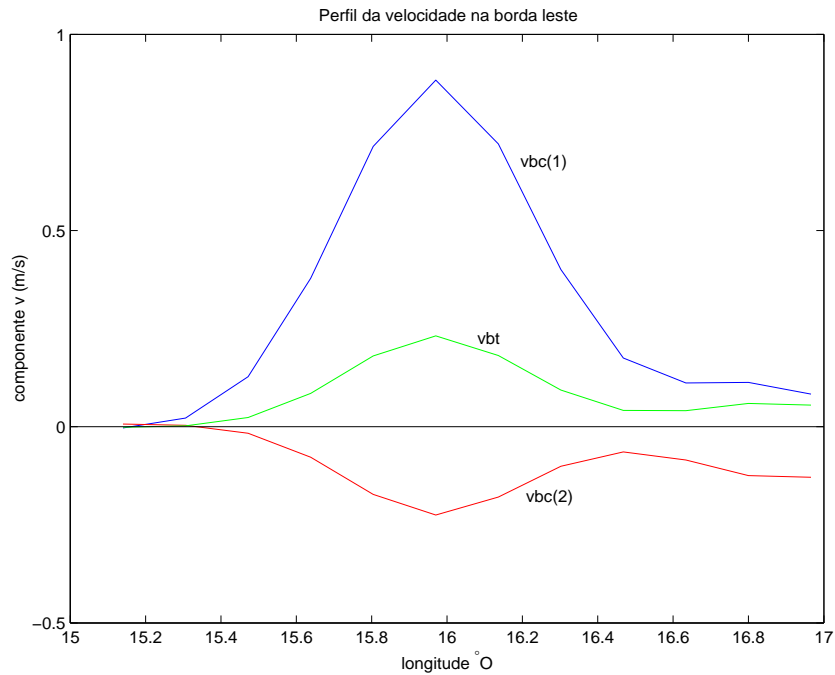


Figura 5.3: Perfil do jato meridional na borda leste do modelo.

A Figura 5.4 exibe o campo de velocidades barotrópicas na região de interesse, enquanto a Figura 5.5 apresenta os campos de velocidade baroclínica. As velocidades barotrópicas respondem por cerca de 30% do sinal das correntes em superfície, enquanto são da mesma ordem da corrente baroclínica na camada 2. A geração da componente barotrópica deve-se ao fato da versão do MICOM utilizada não permitir a implementação da tampa rígida em superfície. Como podemos verificar pela comparação entre as Figuras 5.2 e 5.5, ao contrário do oceano real, a velocidade total não inverte de sinal na segunda camada. Entretanto, o campo baroclínico mostra um  $\delta\bar{v} = \bar{v}_1 - \bar{v}_2$  que tem características do oceano estratificado com a velocidade da camada superior sendo maior que a da camada inferior (por um fator 2).

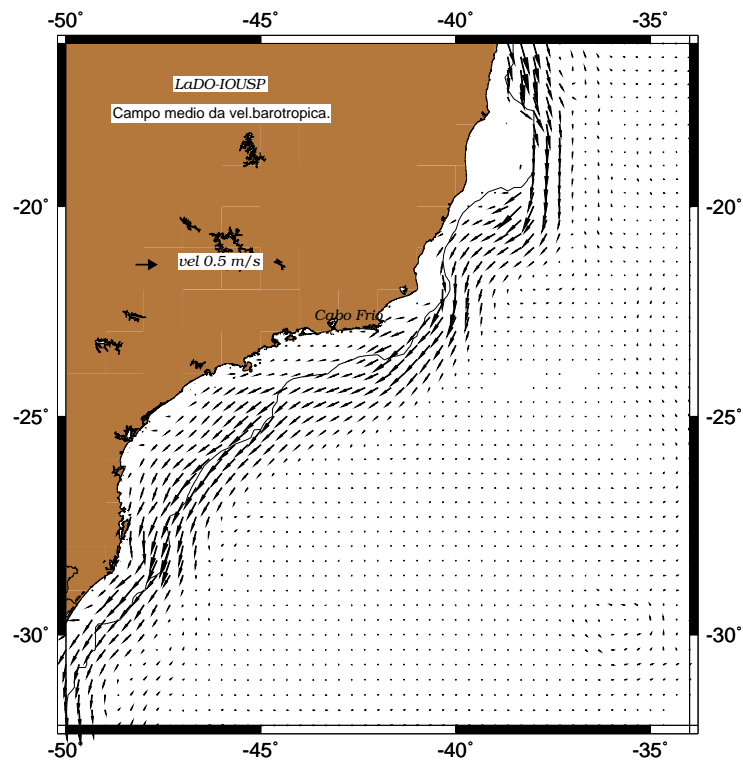


Figura 5.4: Campo médio da velocidade barotrópica na região de interesse.

A eficácia dos valores impostos para o transporte de volume nos contornos norte sul e leste pode ser comprovada a partir dos resultados da Tabela 1.1. Nela, computamos os valores do transporte de volume centrados no eixo da corrente gerada na borda oeste, os quais, apresentam boa conformidade com os valores descritos na literatura.

Visto que nosso objetivo é a análise das ondas baroclínicas observadas por *Silveira e Lima* [2001] e modeladas por *Calado* [2001], reteremo-nos nas seções posteriores a analisar e discutir os campos baroclínicos do modelo.

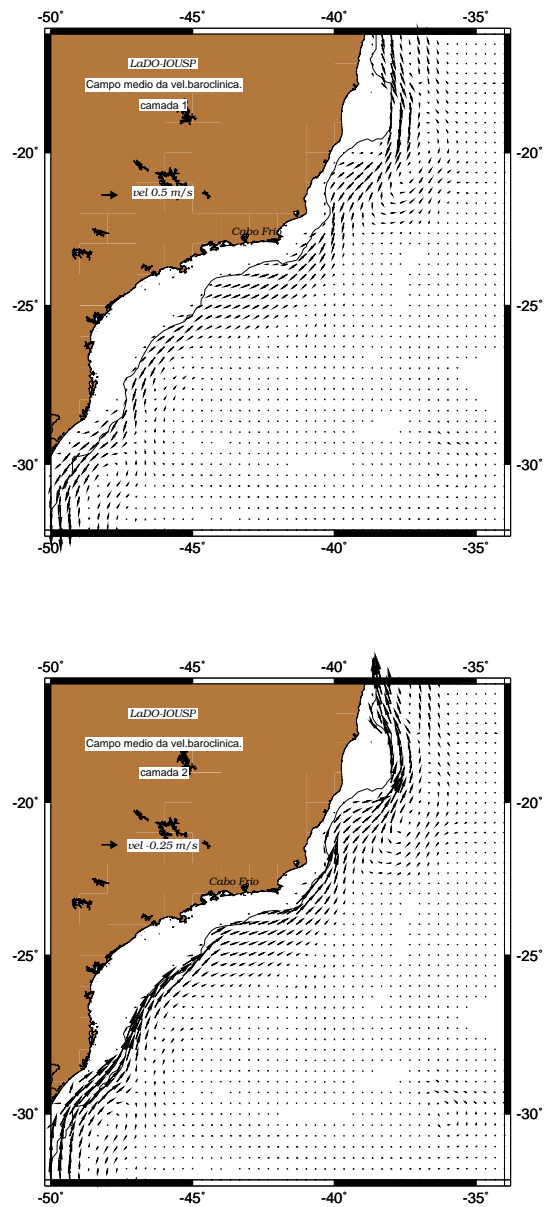


Figura 5.5: Campo médio da velocidade baroclínica na camada 1 (painel superior) e na camada 2 (painel inferior).

Tabela 5.1: Experimento ETR - Estimativas do Transporte baroclínico de volume para a primeira camada ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ )

<b>Latitude total</b>	<b>Transporte na camada 1</b>
(°)	(Sv)
19°	<b>7,0</b>
21°	<b>8,6</b>
23°	<b>10,0</b>
25°	<b>7,7</b>

### 5.1.3 Variabilidades de Meso-escala

Os mapas da função de corrente baroclínica na primeira camada e da anomalia correspondente, a qual é calculada através da subtração dos campos instantâneos e do campo médio da função de corrente, mostram a evolução dinâmica do sistema CB-CCI entre os dias 256 e 312 de integração (Figuras 5.6, 5.7, 5.8, 5.9 e 5.10). A linha de costa mais espessa representa a isóbata de zero (batimetria real) da região. A linha mais delgada é considerada como isóbata de zero no modelo numérico mas, em termos da batimetria real, ela corresponde à isóbata de 50 m.

Neste experimento, podemos observar um padrão de onda bem definido ao longo da integração. Analisando as anomalias ( $\psi'$ ) constatamos que os centros de alta e baixa pressão formam-se alternadamente sobre o eixo da corrente propagando-se de nordeste para sudoeste gerando um padrão similar a uma onda de Rossby. Esse comportamento está de acordo com as imagens AVHRR obtidas por satélite para a região. Nos mapas de  $\psi$ , as estruturas vorticiais se iniciam em torno de 20°S, como podemos observar no mapa referente ao dia 256. Os meandros que ocasionalmente se fecham em vórtices propagam-se para sudoeste sobre o eixo da corrente com amplitudes que cres-

cem temporalmente a partir de 22°S até cerca de 25°S dentro da Bacia de Santos. Este comportamento pode ser observado entre os dias 264 e 276. Sobretudo neste último, um vórtice ciclônico frequentemente observado na região de Cabo Frio por imagens de satélite e, inicialmente descrito por *Signorini* [1978] foi reproduzido. Mais recentemente, essa feição também foi observada por *Calado* [2001]. Entretanto, ao contrário deste autor, não observamos a emissão do vórtice para o interior do oceano. A partir de 25°S, os vórtices, que chegam a apresentar até 200 km de raio, começam a perder intensidade sendo gradativamente reabsorvidos pelo escoamento médio, como observamos nos dias 280, 284 e 288. Neste instante, um novo meandro ciclônico se forma ao sul de 20°S. Nos dias posteriores podemos, novamente, observar o crescimento temporal da amplitude até cerca de 25°S, onde então, o meandro volta a ser gradativamente reabsorvido pela corrente sofrendo um decréscimo de amplitude. A análise dos mapas sugere para os vórtices observados um período de formação de 25 à 30 dias.

Na segunda camada (Figuras 5.11, 5.12, 5.13, 5.14 e 5.15), observamos uma corrente fluindo para norte e apresentando também um padrão de onda bem definido. Os centros de alta pressão observados na camada superior correspondem rigorosamente a centros de baixa pressão na camada inferior e vice-versa. Este padrão evidencia o caráter baroclínico das ondas do sistema de correntes.



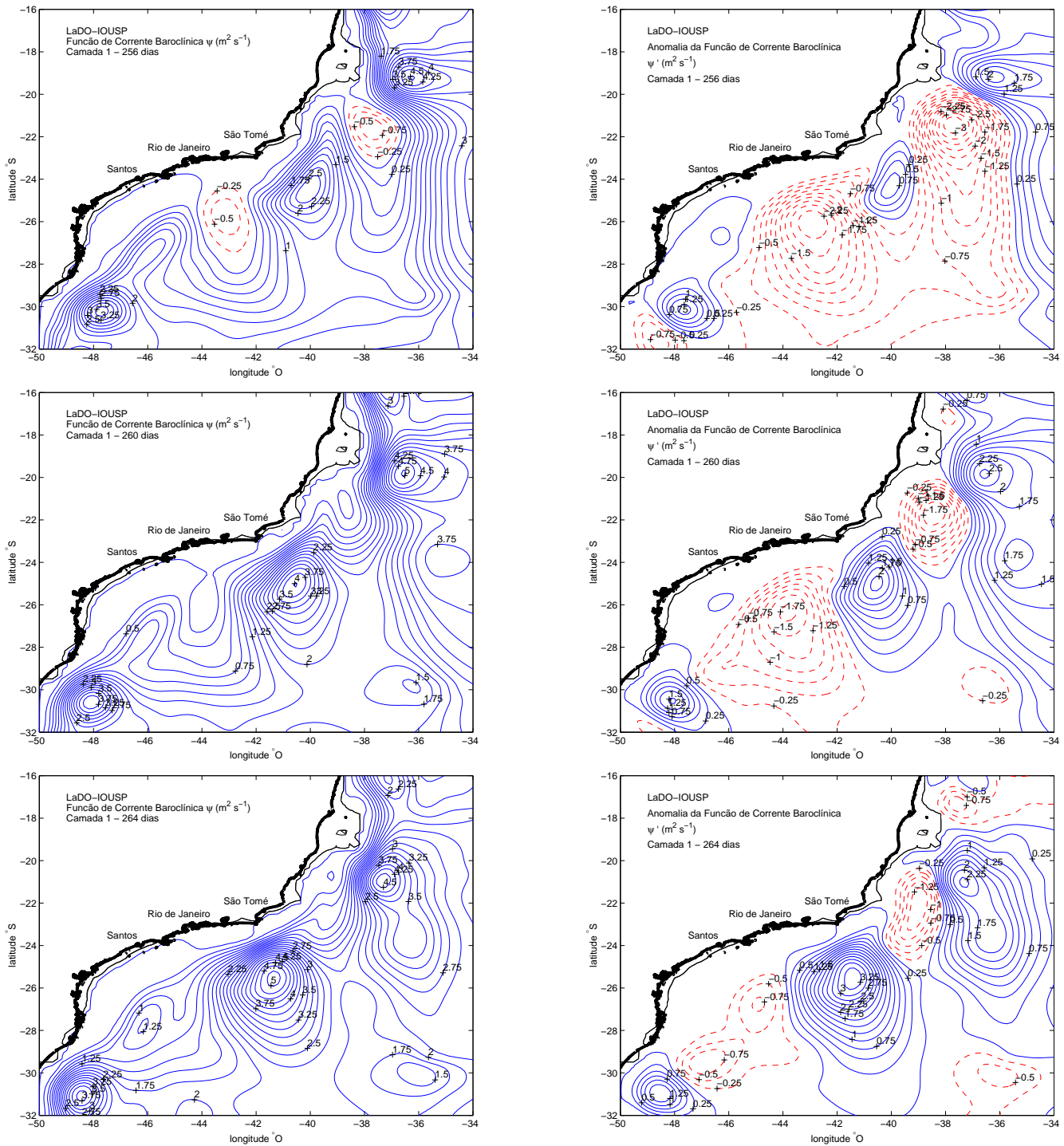


Figura 5.6: Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 1 entre 256 e 264 dias de integração - ETR

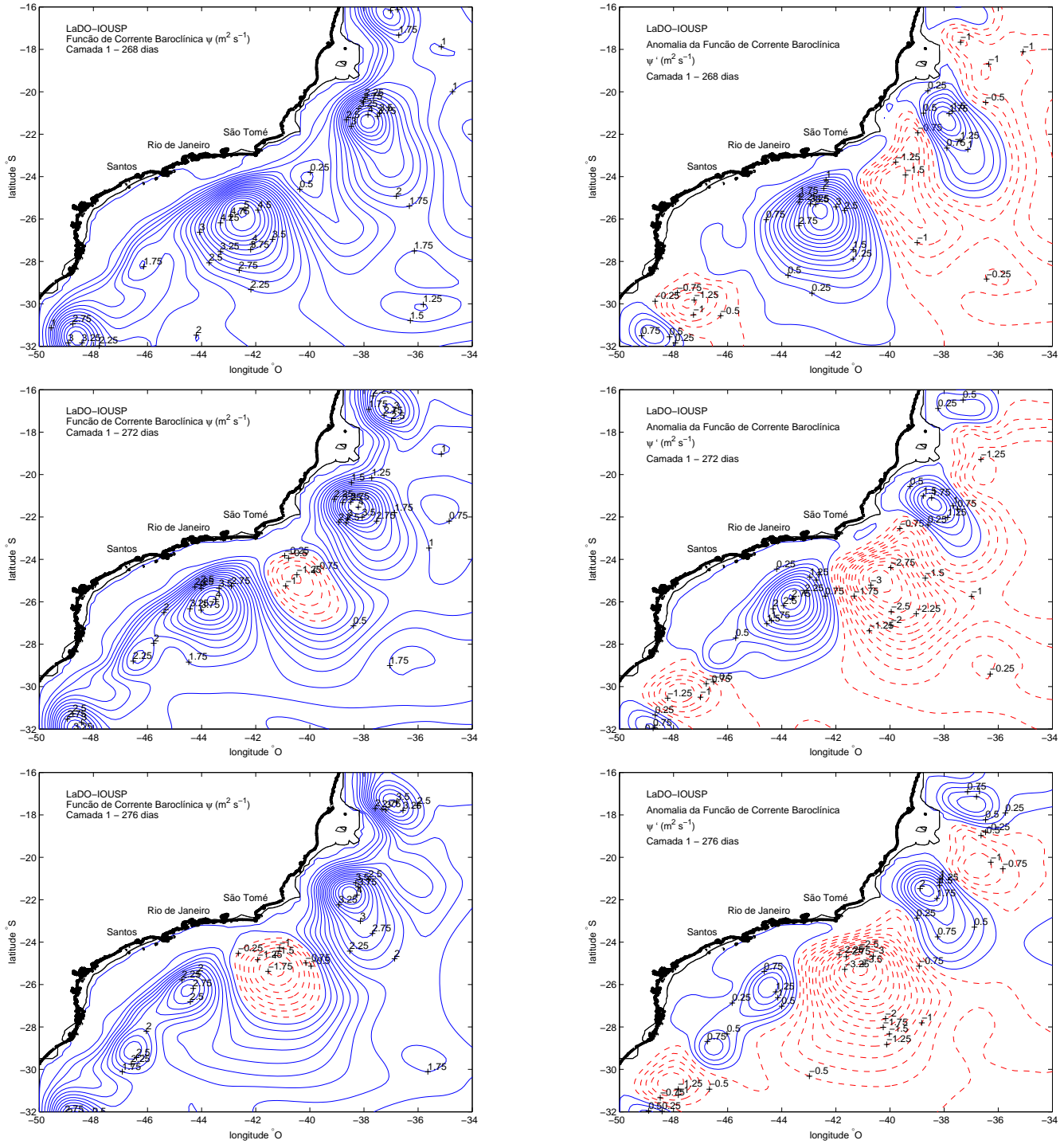


Figura 5.7: Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 1 entre 268 e 276 dias de integração - ETR

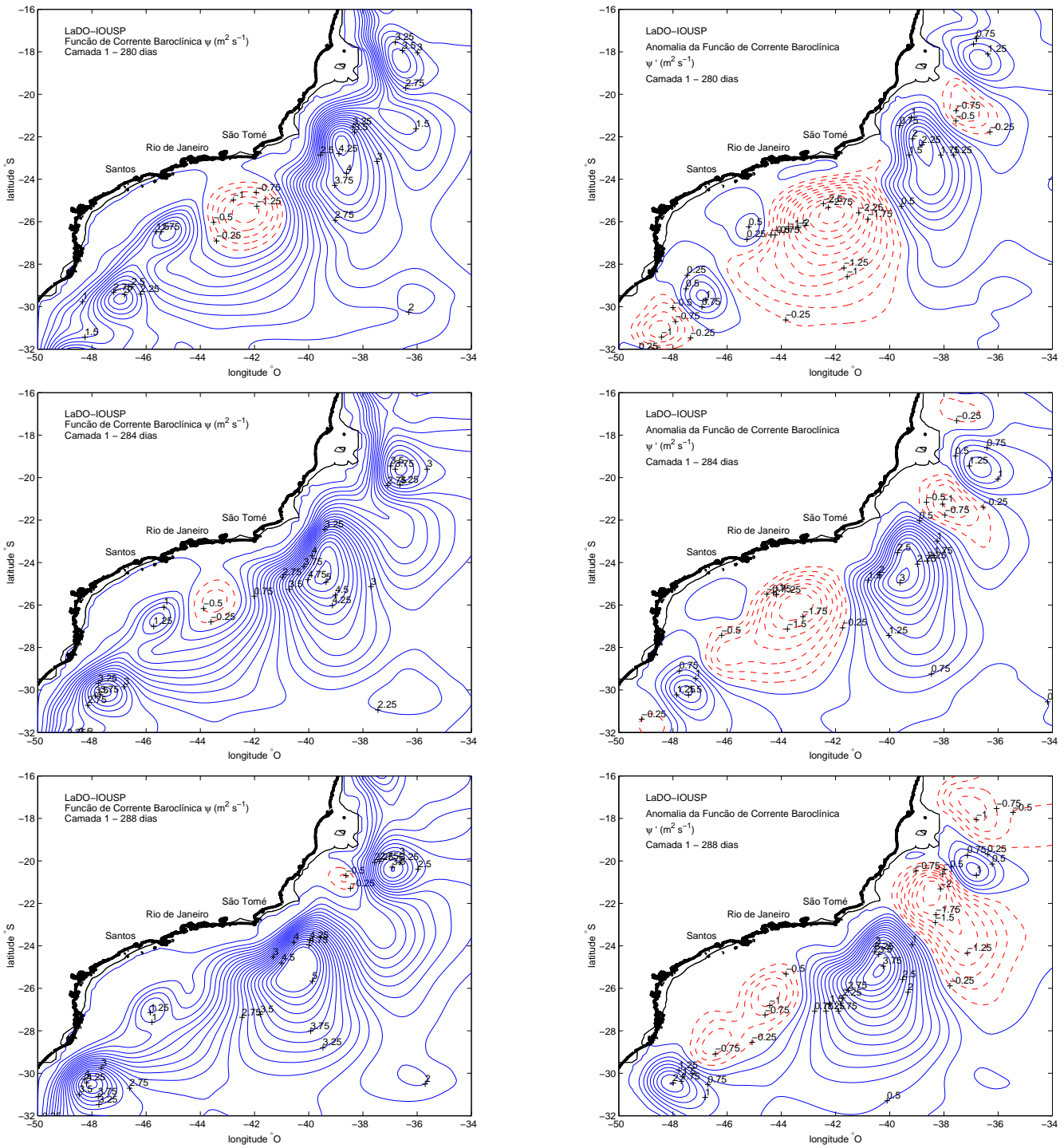


Figura 5.8: Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 1 entre 280 e 288 dias de integração - ETR

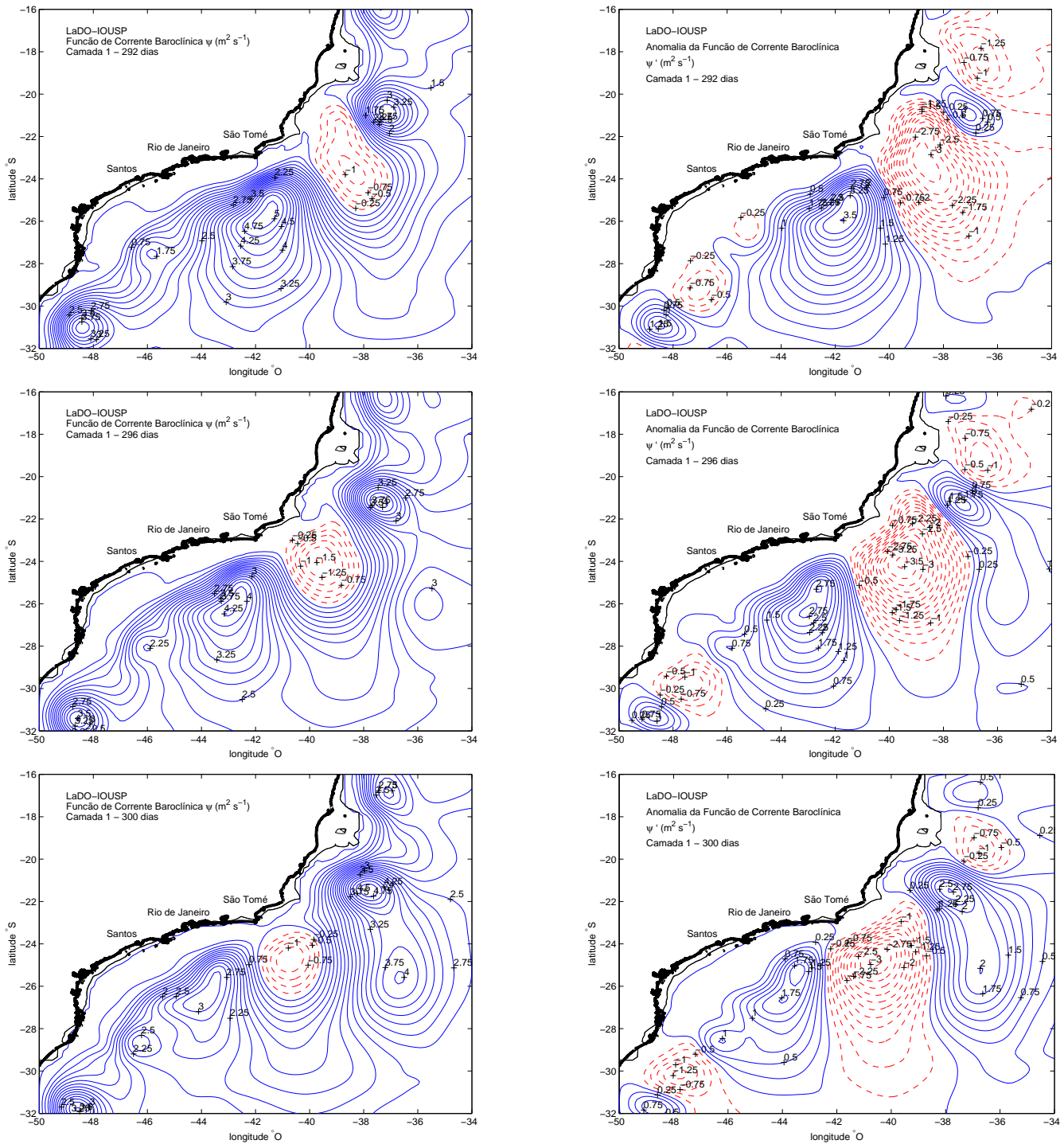


Figura 5.9: Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 1 entre 292 e 300 dias de integração - ETR

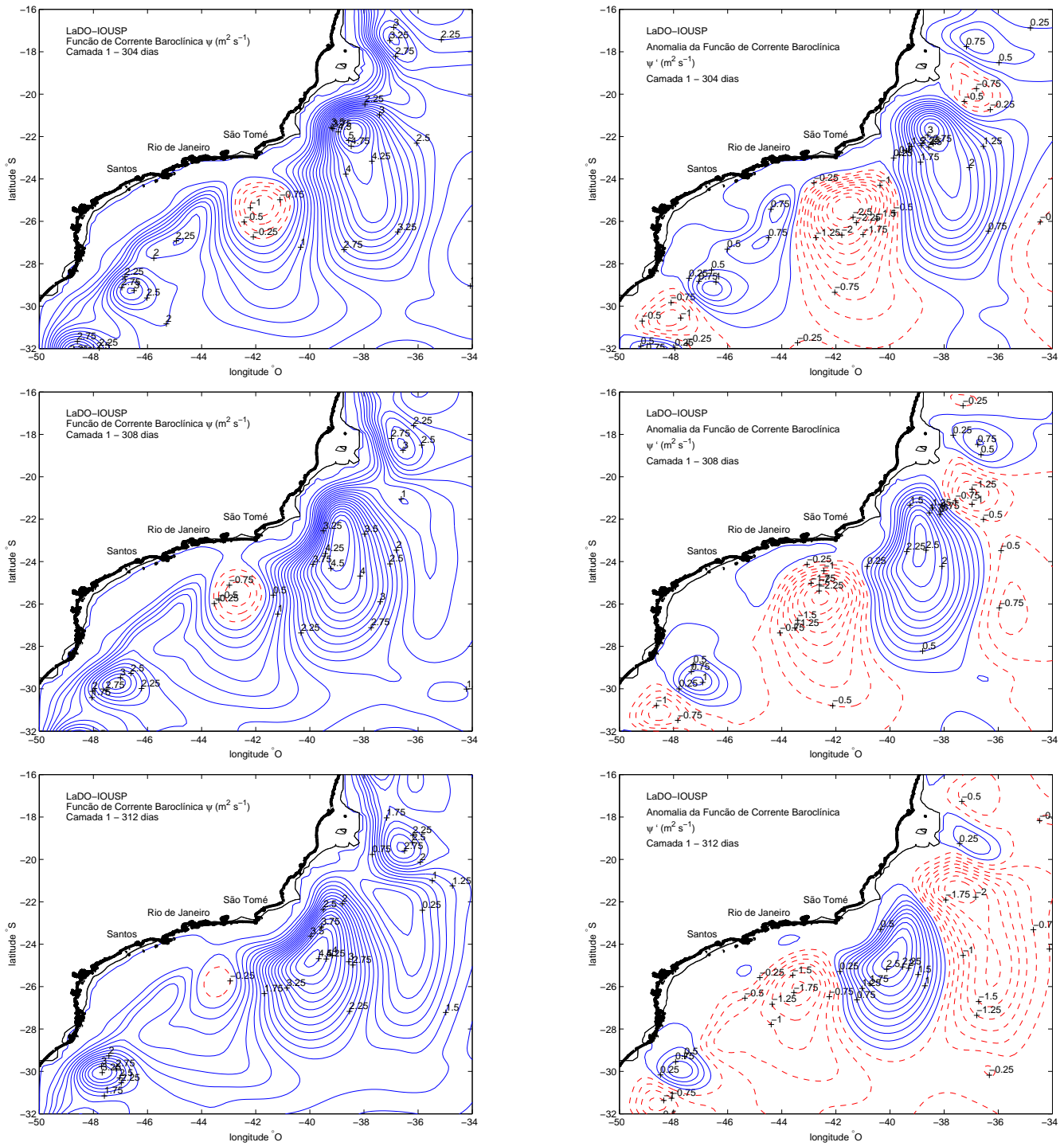


Figura 5.10: Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 1 entre 304 e 312 dias de integração - ETR



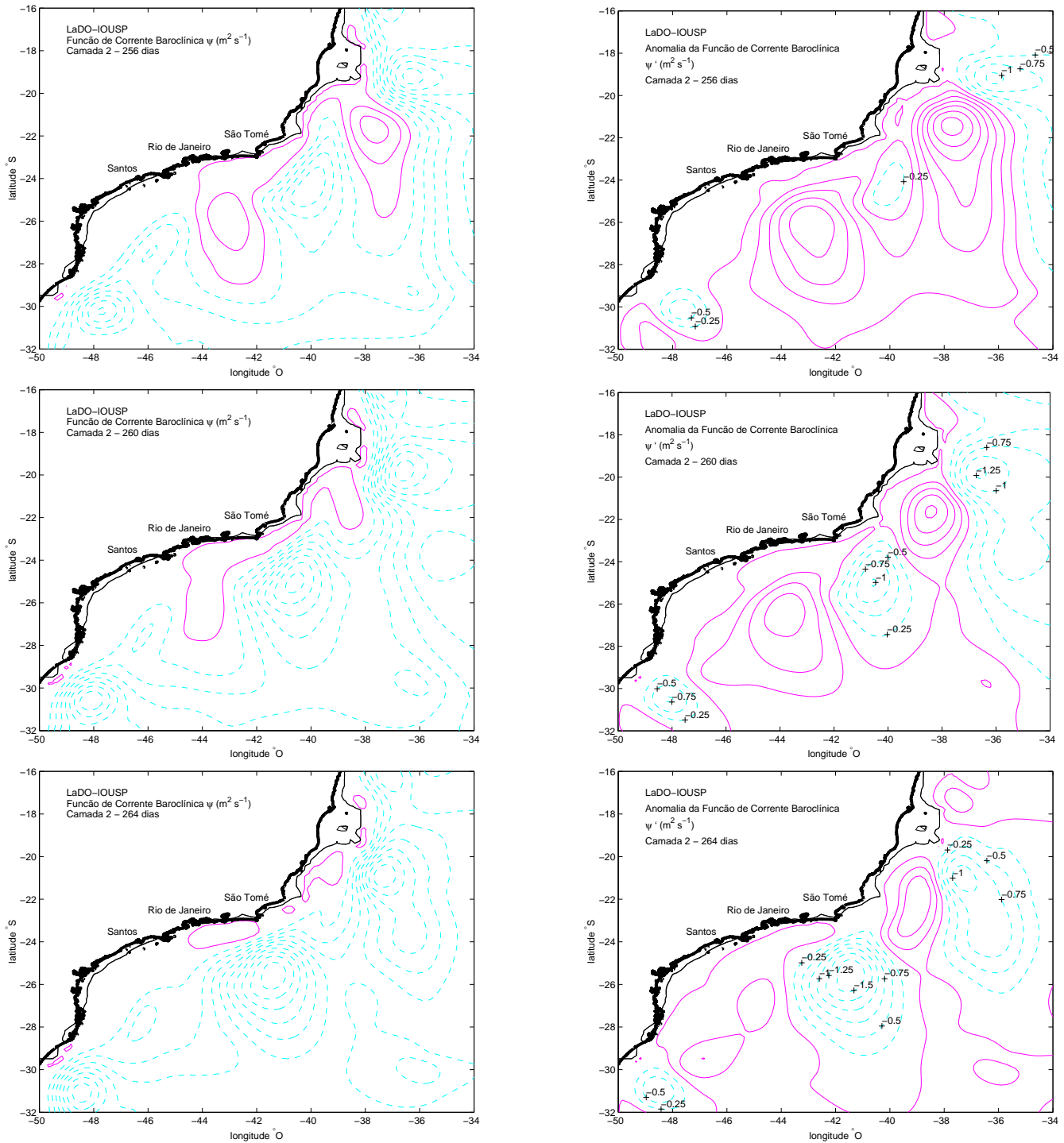


Figura 5.11: Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 2 entre 256 e 264 dias de integração - ETR

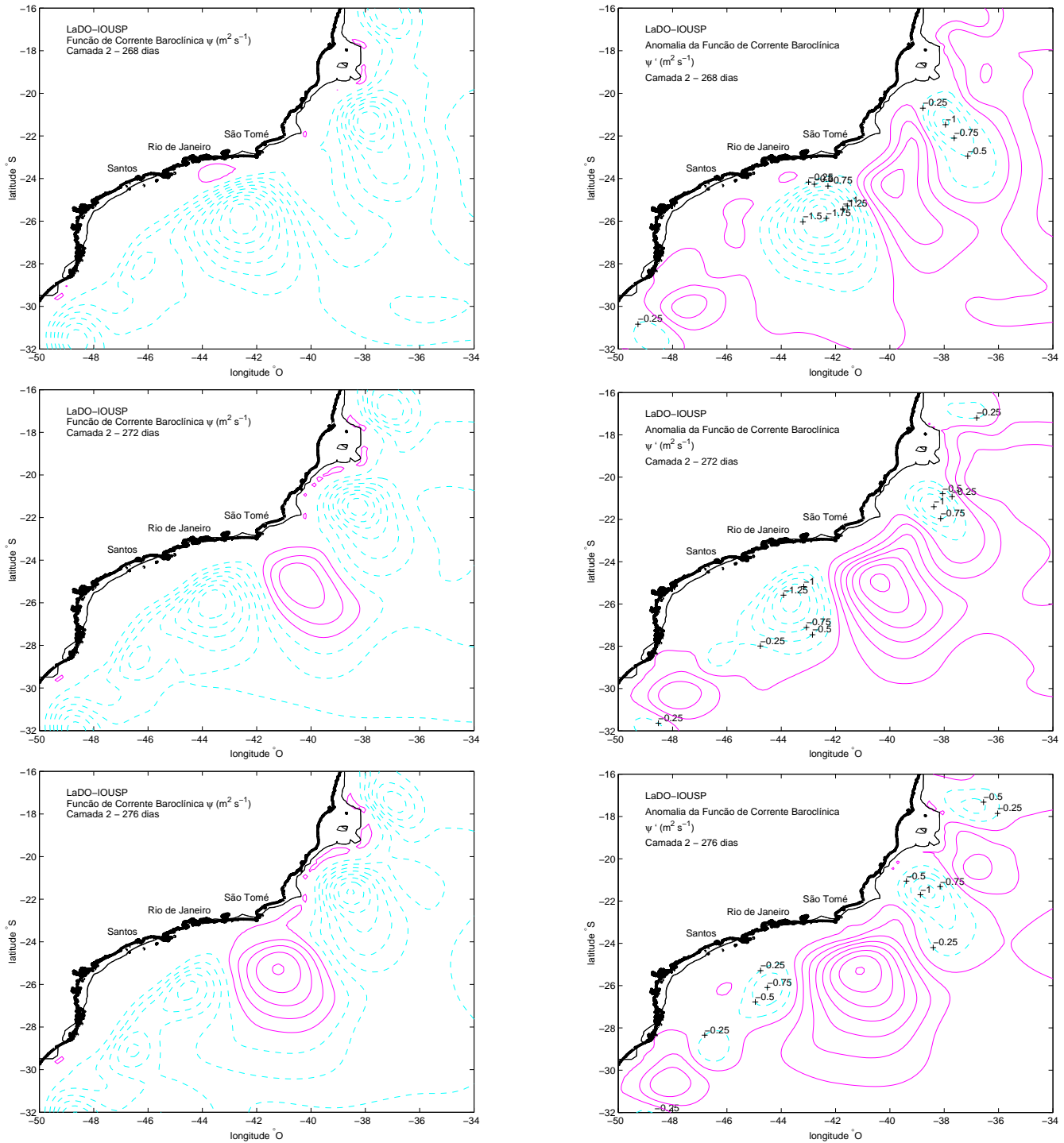


Figura 5.12: Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 2 entre 268 e 276 dias de integração - ETR

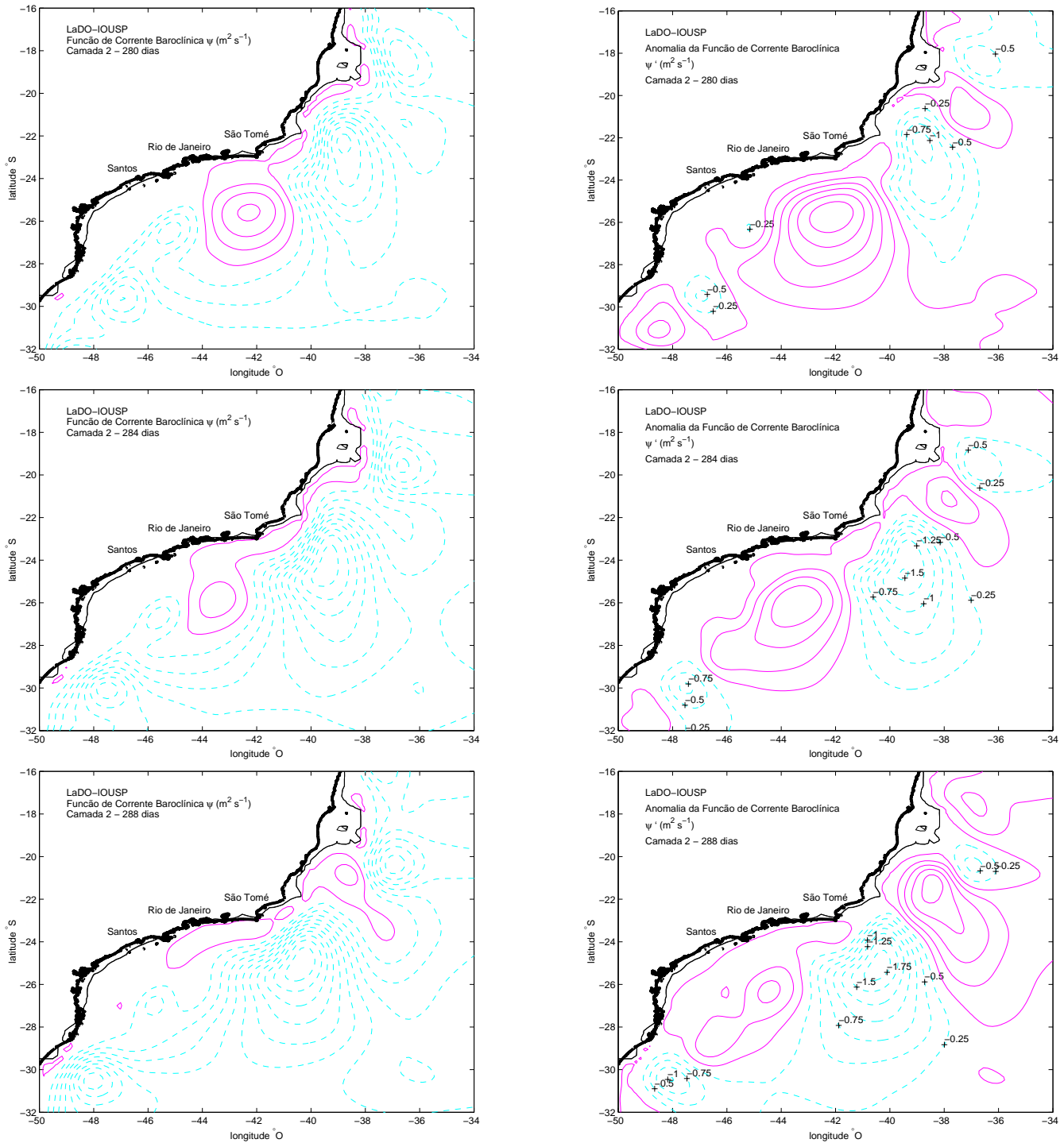


Figura 5.13: Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 2 entre 280 e 288 dias de integração - ETR



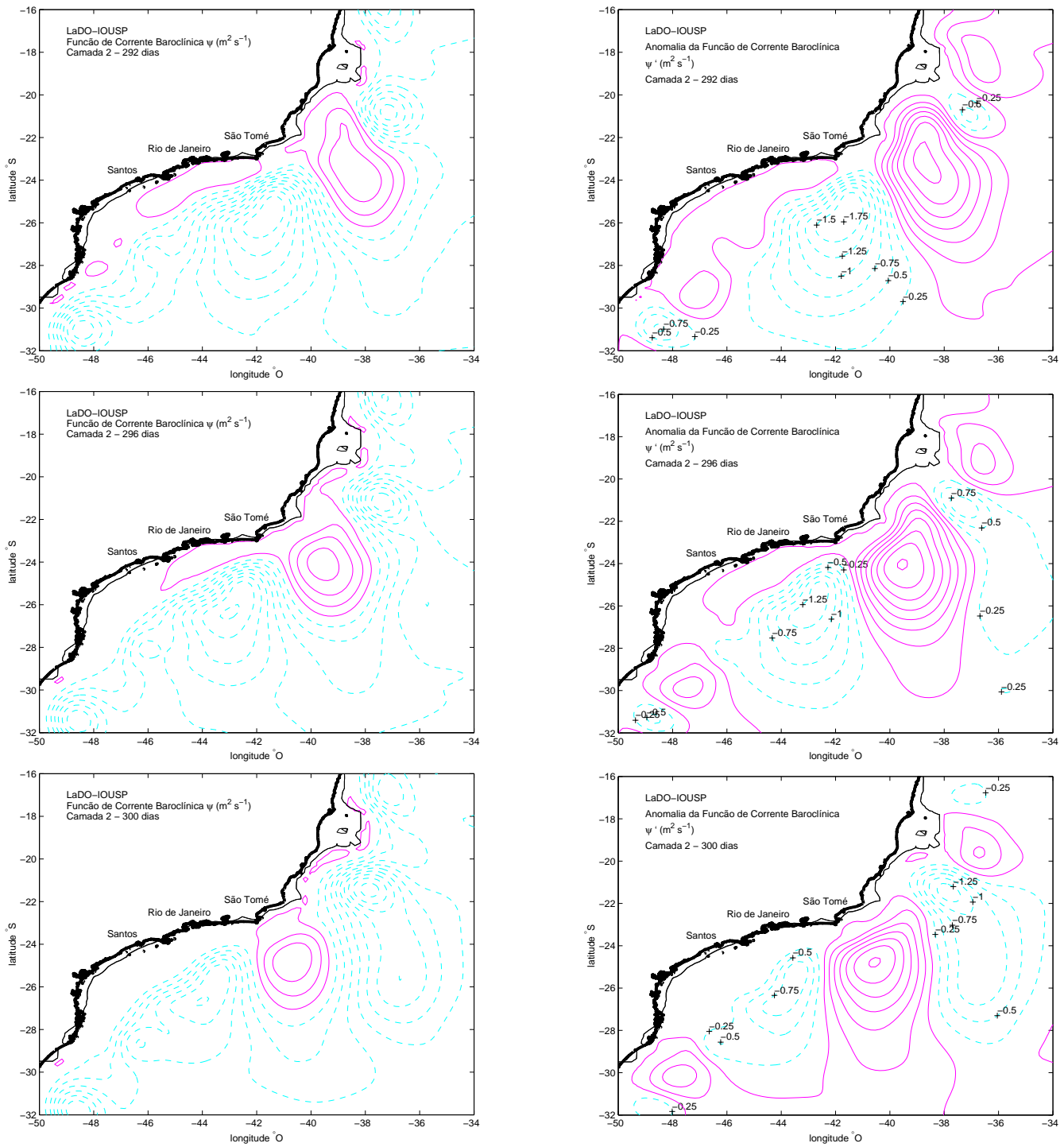


Figura 5.14: Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 2 entre 292 e 300 dias de integração - ETR

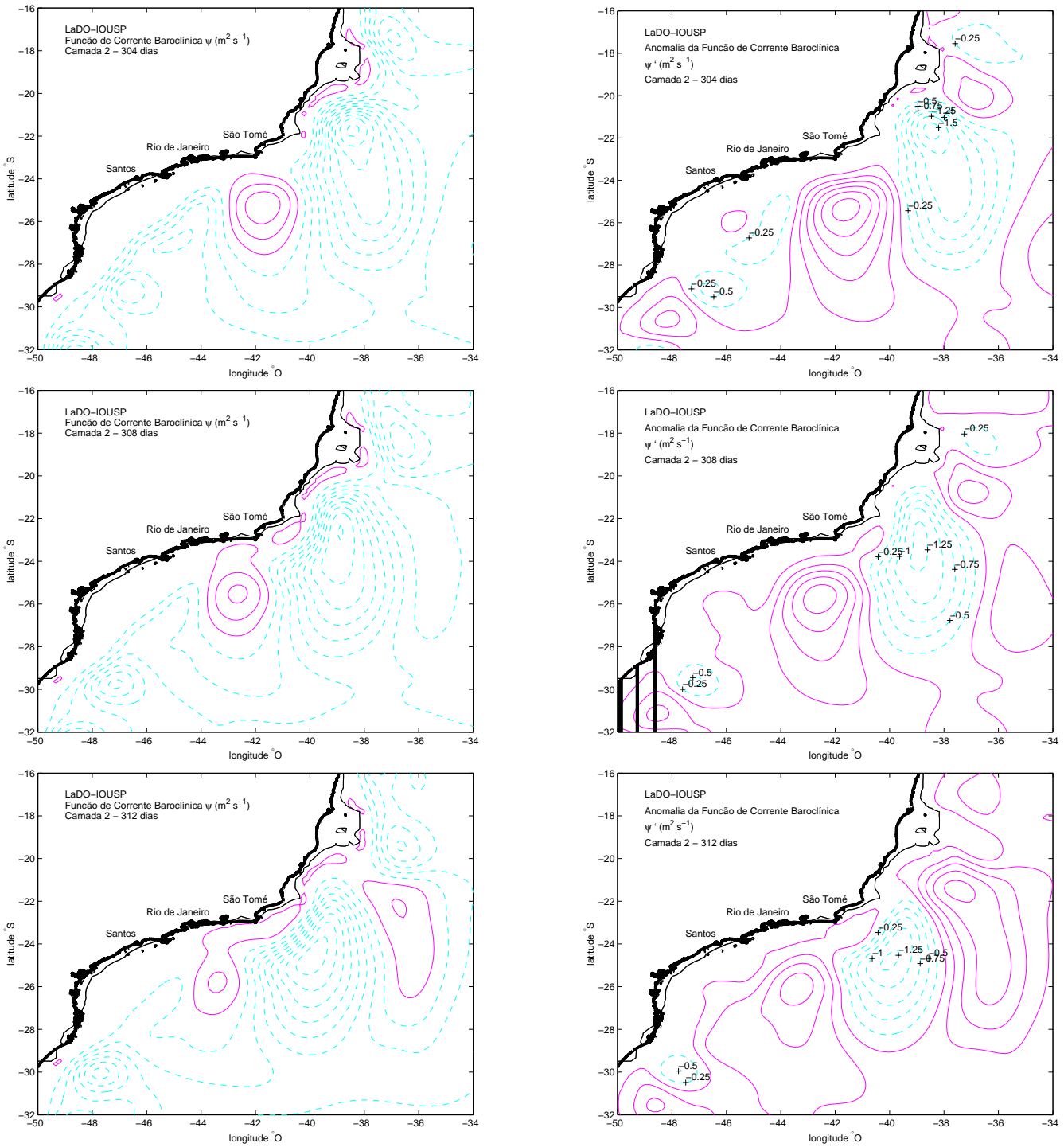


Figura 5.15: Evolução dos campos de função de corrente baroclínica e das anomalias correspondentes na camada 2 entre 304 e 312 dias de integração - ETR

A velocidade de fase das ondas geradas é estimada a partir do cálculo do diagrama Hovmoller, ou diagrama espaço tempo (Fig 5.16 e 5.17). A análise da componente zonal da velocidade ao longo da radial indicada na figura revela um padrão de onda essencialmente monocromático para o qual obtemos uma velocidade de fase de  $-0,20$  m/s. Assim, como nos resultados de *Calado* [2001] que obteve o valor  $-0,23$  m/s para a velocidade de fase a onda gerada tem velocidade de fase da ordem da velocidade da corrente.

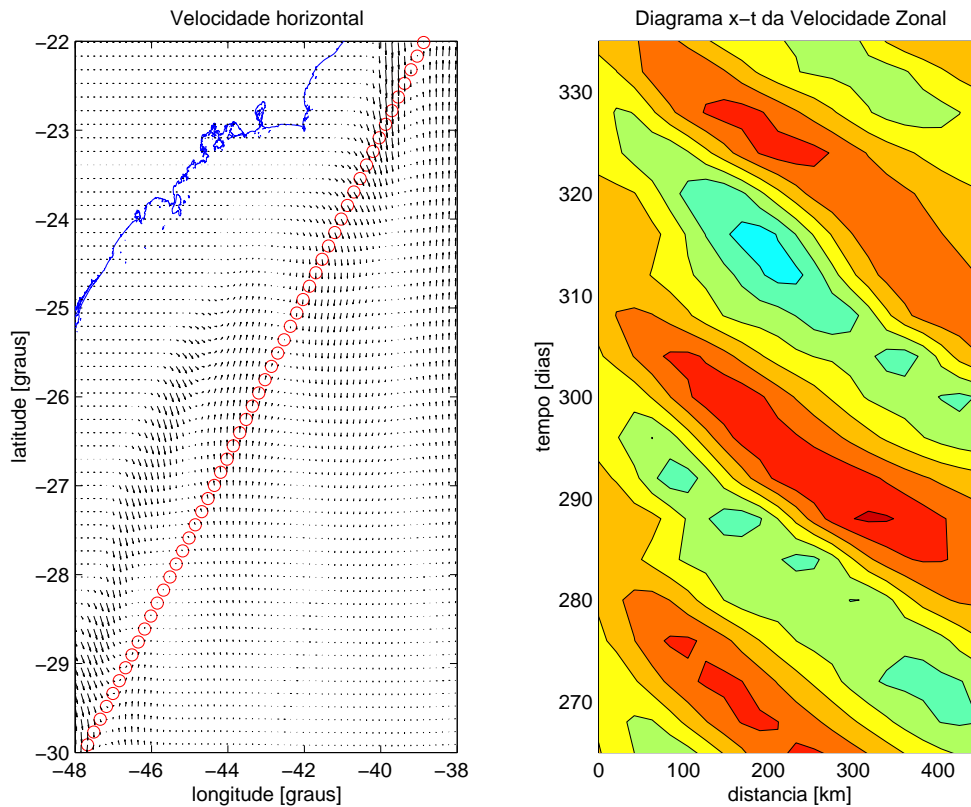


Figura 5.16: Diagrama Hovmoller (espaço-tempo) da onda para a camada superior.

O espectro de amplitude da onda gerada é obtido escolhendo-se um ponto na latitude de  $23^{\circ}\text{S}$  sobre o eixo da corrente (Figura 5.18). Analisando os gráficos obtidos

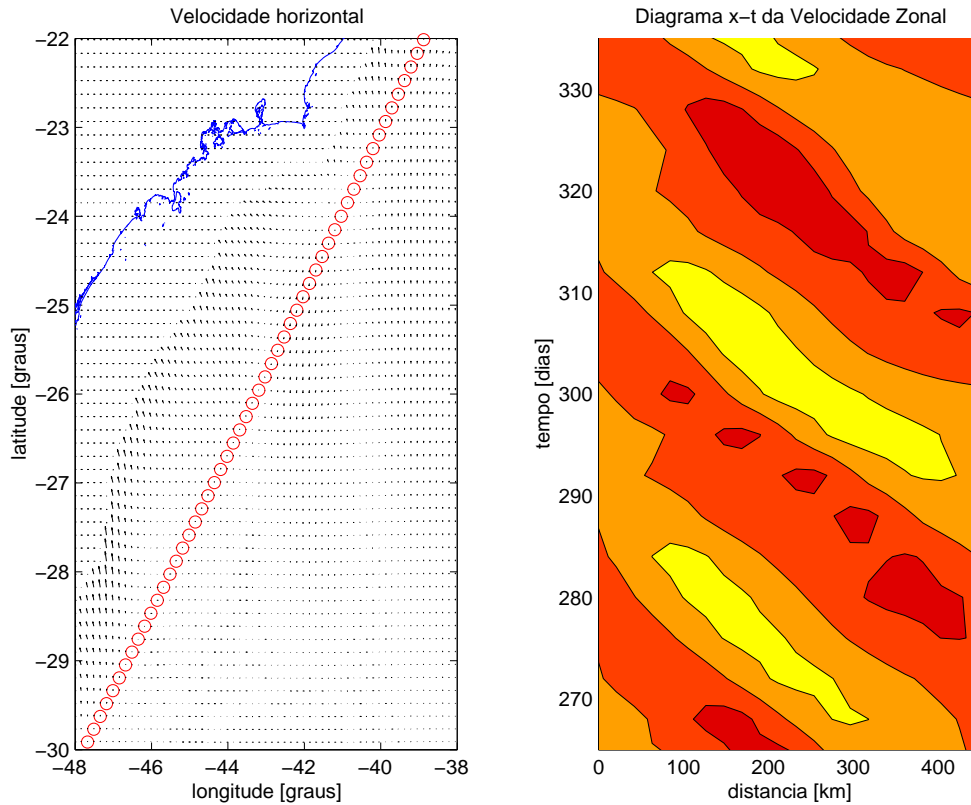


Figura 5.17: Diagrama Hovmoller (espaço-tempo) da onda para a camada inferior.

para a amplitude e o período das ondas ao longo de 100 dias (Figura 5.18) observamos que o sinal principal (maior amplitude) se repete (harmônicos) quatro vezes ao longo da série o que sugere um período de 25 dias para a onda gerada. Na primeira camada a velocidade meridional possui amplitude de cerca de 0,2 m/s enquanto a componente zonal é cerca de duas vezes menor, cerca de 0,1 m/s. A maior expressividade da componente  $v$  da velocidade também é evidente na segunda camada porém, com a velocidade meridional da ordem de 0,1 m/s e a zonal da ordem de 0,05 m/s.

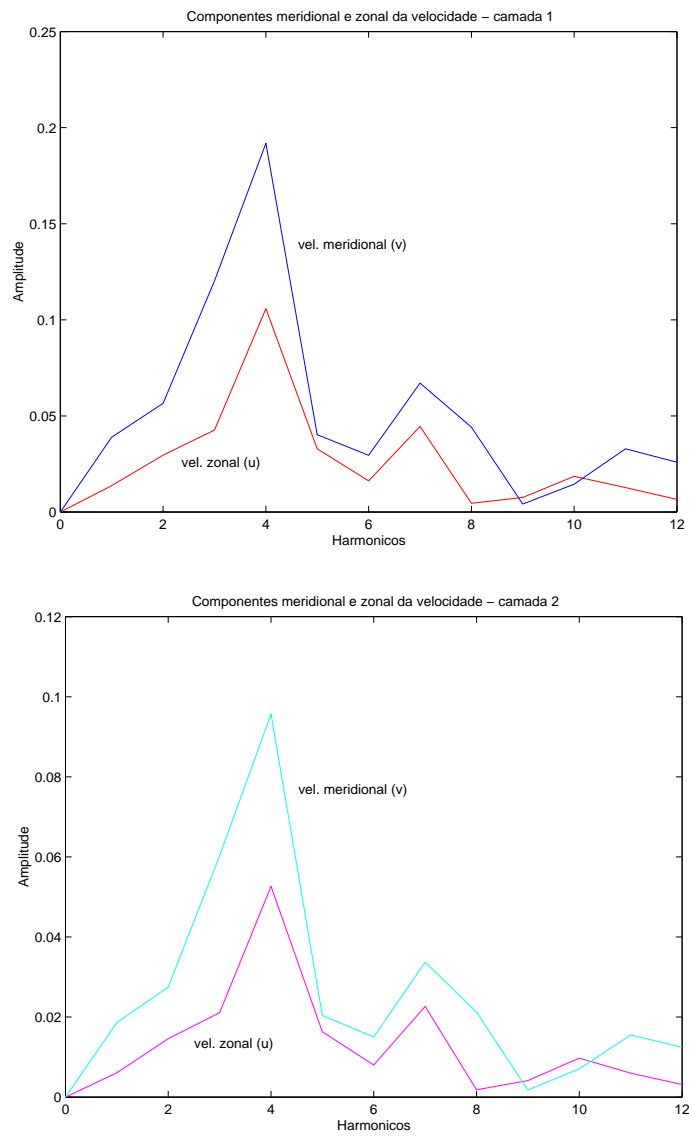


Figura 5.18: Espectro de amplitude e período da onda nas camadas 1 e 2.

A partir dos valores do período dominante e da velocidade de fase, estimamos a frequência ( $2,9 \times 10^{-6}$  rad/s), o número de onda ( $1,4 \times 10^{-5}$  rad/m), e o comprimento de onda (430 km). Este último está aproximadamente de acordo com as características das ondas de Rossby observadas dentro da Bacia de Santos que possuem, em sua maioria, um comprimento de onda da ordem de 200-400km. Além disso, os valores característicos da onda encontrados também apresentam boa concordância com os valores obtidos nas simulações de *Calado* [2001], utilizando o POM. Este autor encontrou respectivamente para a frequência, o número de onda e o comprimento de onda os valores:  $3,6 \times 10^{-6}$  rad/s,  $1,5 \times 10^{-5}$  rad/m e 390 km (comprimento de onda dominante).

Os resultados do Experimento ETR mostram que o modelo de duas camadas retém e reproduz algumas características do padrão de meandramento observado no sistema CB-CCI. Ou, em outras palavras, a dinâmica do primeiro modo é suficiente para a obtenção de um padrão realístico de meandramento ante uma estrutura vertical bastante simplificada. Resta abordar o efeito da topografia do talude na geração deste padrão de meandramento. Isto será feito mediante a análise do experimento ETI, descrito na próxima seção.

## 5.2 Experimento ETI

### 5.2.1 Características e estabilização

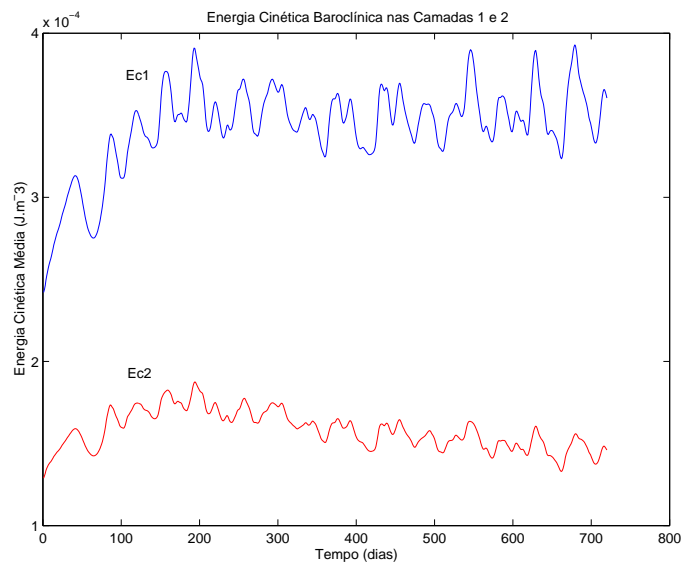


Figura 5.19: Energia cinética baroclínica média nas camadas 1 e 2

Assim como no experimento ETR, o passo de integração adotado nas simulações é de 720 segundos para o modo interno (modo baroclínico) e 24 segundos para o modo externo (modo barotrópico) e o valor inicial do coeficiente de viscosidade turbulenta é também 0,4.

O critério utilizado na análise da estabilização é o mesmo do experimento anterior. Na Figura 5.19 mostramos a energia cinética baroclínica média para as camadas superior e inferior. Em ambas, a energia se inicia no zero e estabiliza-se por volta do dia 180. Após a estabilização os valores oscilam entre  $3,4 \times 10^{-4} J.m^{-3}$  e  $3,9 \times 10^{-4} J.m^{-3}$  para a primeira camada e entre  $1,4 \times 10^{-4} J.m^{-3}$  e  $1,8 \times 10^{-4} J.m^{-3}$  para a segunda.

### 5.2.2 Circulação Média

Assim como no experimento ETR, o campo médio da velocidade baroclínica é bem definido em ambas as camadas com velocidades máximas da ordem de 0,5 m/s na camada superior e 0,25 m/s na camada inferior. A única diferença observada é o deslocamento do fluxo básico para as proximidades da costa.

A Tabela 5.2 mostra os valores do transporte centrado no eixo da corrente na borda oeste na primeira camada. Em termos desses valores, não ocorreram variações significativas em relação ao experimento anterior.

Tabela 5.2: Experimento - ETI. Estimativas do Transporte de volume da CB na primeira camada ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ).

<b>Latitude total</b>	<b>Transporte baroclínico CB</b>
(°)	(Sv)
19°	<b>4,8</b>
22°	<b>8,9</b>
23°	<b>10,1</b>
25°	<b>6,1</b>



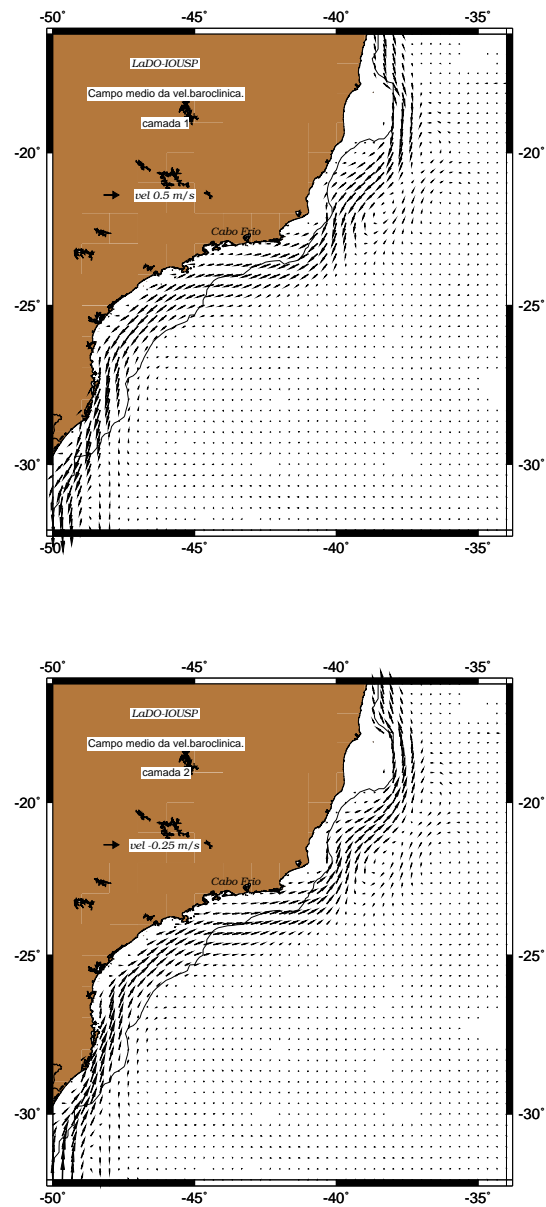


Figura 5.20: Campo médio da velocidade baroclínica na camada 1 (painel superior) e na camada 2 (painel inferior).

### 5.2.3 Variabilidades de Meso-escala

Assim como no experimento anterior os mapas da função de corrente baroclínica na primeira camada e da anomalia correspondente (Figuras 5.21, 5.22, 5.23, 5.24 e 5.25) mostram a evolução dinâmica do sistema CB-CCI modelado entre os dias 256 e 312 de integração. O escoamento na primeira camada apresenta um padrão de onda bem definido como podemos observar nos mapas da anomalia da função de corrente. Os valores máximos desses mapas referentes aos centros de alta e baixa pressão apresentam boa semelhança quando comparados ao experimento anterior. Novamente, o crescimento temporal da amplitude dos meandros pode ser observado a partir de  $22^\circ$  até cerca de  $25^\circ\text{S}$ , dentro da Bacia de Santos, onde então se inicia o processo de reabsorção pela corrente. As ondas geradas são similares às do experimento anterior, no entanto, a ausência da topografia do talude fez com que o eixo da corrente se aproximasse da costa. Nenhuma diferença em termos das amplitudes dos meandros foi observada quando comparados às feições obtidas com o experimento ETR. Assim como no experimento anterior, a análise dos mapas da função de corrente sugere um período de 25 à 30 dias aproximadamente para a formação dos vórtices.

Na segunda camada (Figuras 5.26, 5.27, 5.28, 5.29 e 5.30), observamos novamente uma corrente fluindo para norte e apresentando, assim com no Experimento ETR, um padrão de onda bem definido.

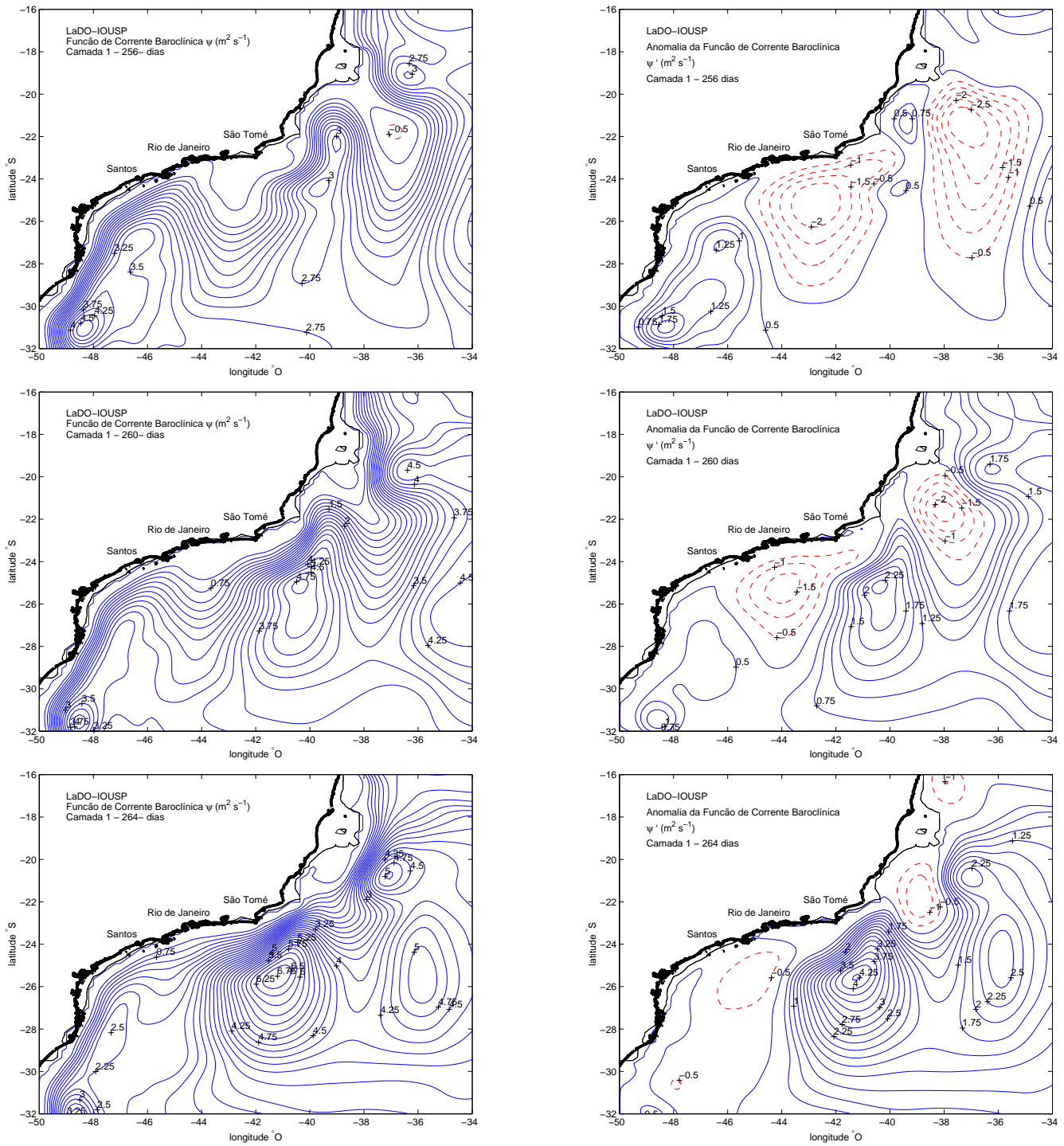


Figura 5.21: Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 1 entre 256 e 264 dias de integração - ETI

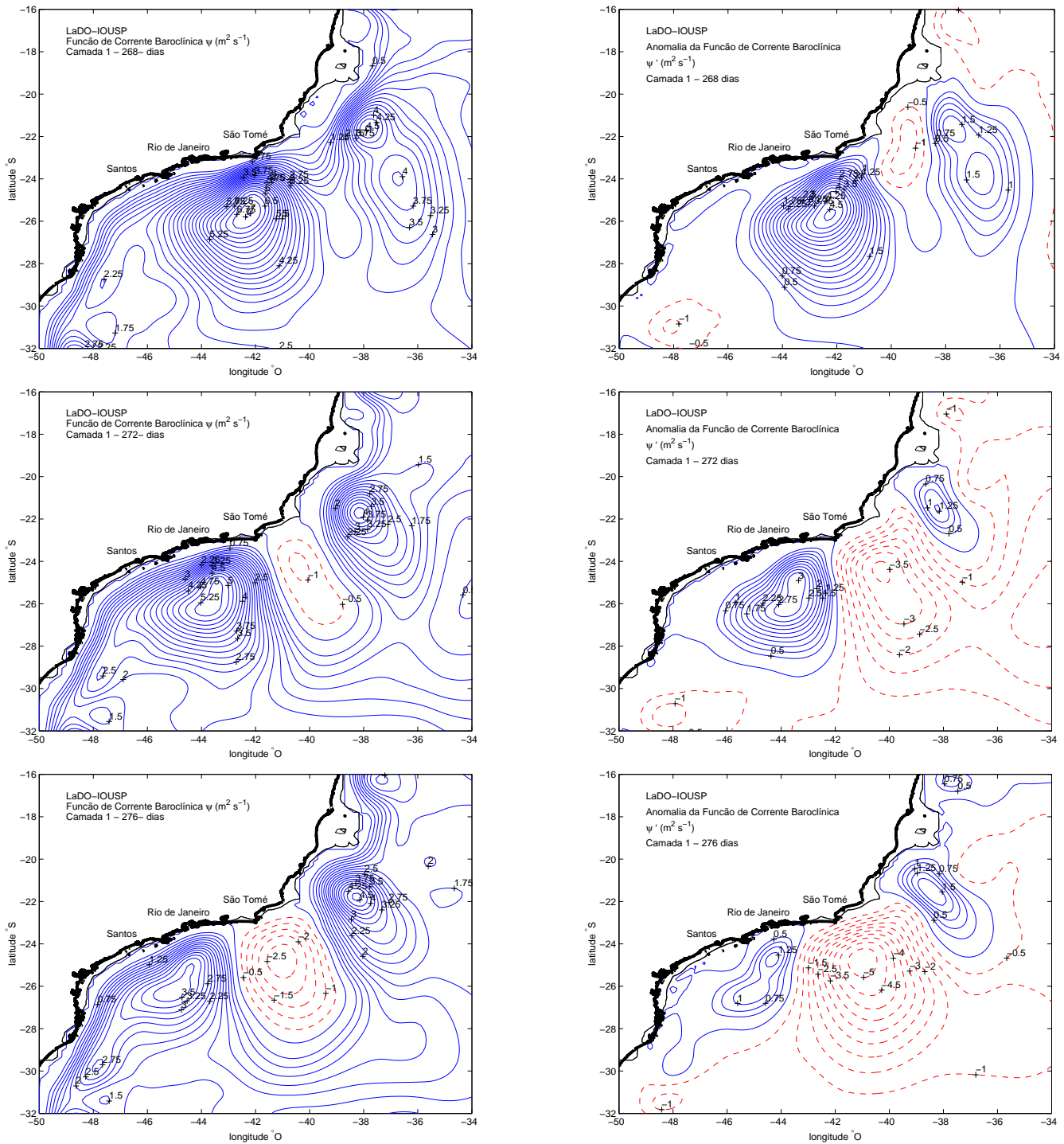


Figura 5.22: Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 1 entre 268 e 276 dias de integração - ETI

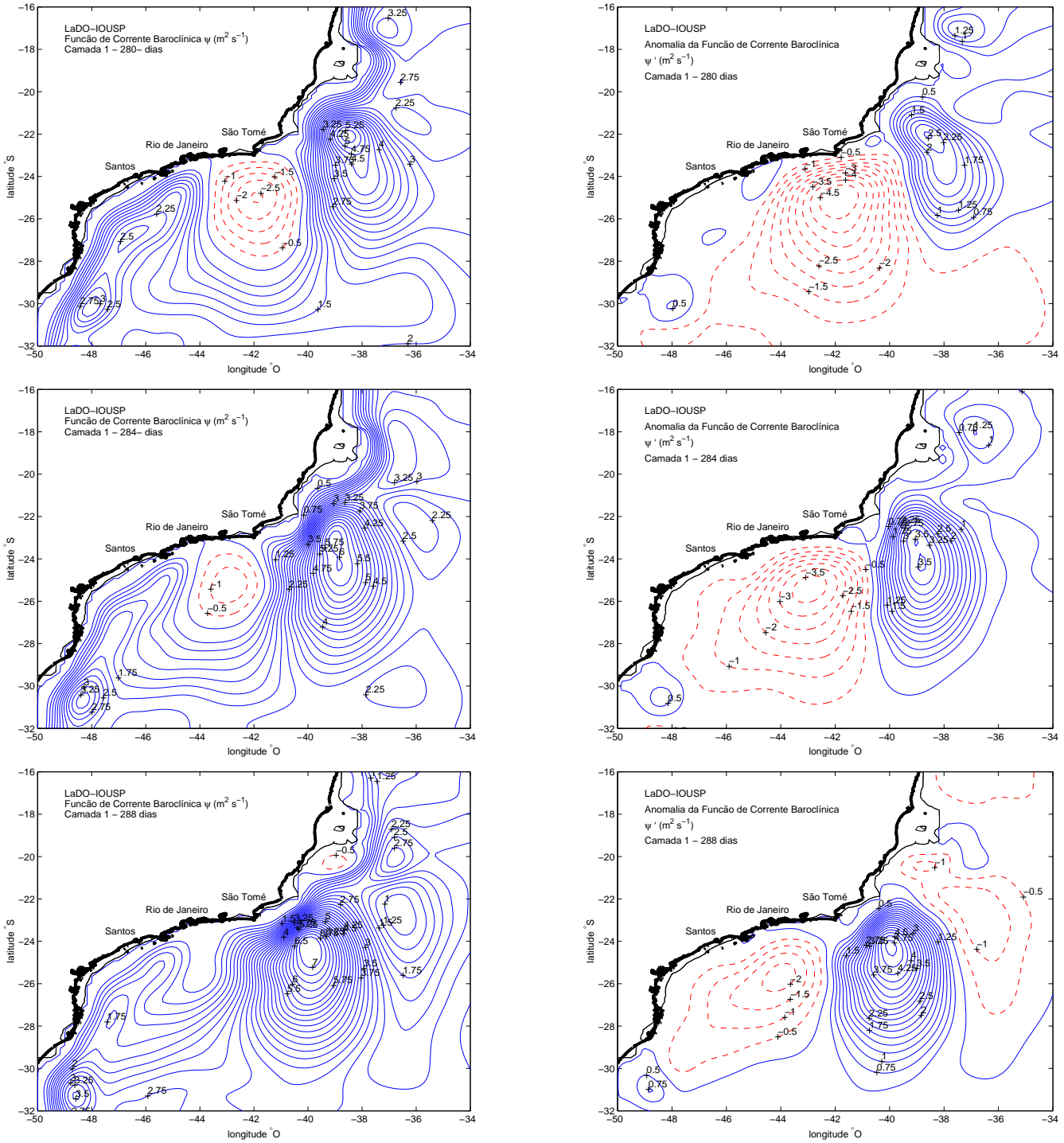


Figura 5.23: Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 1 entre 280 e 288 dias de integração - ETI

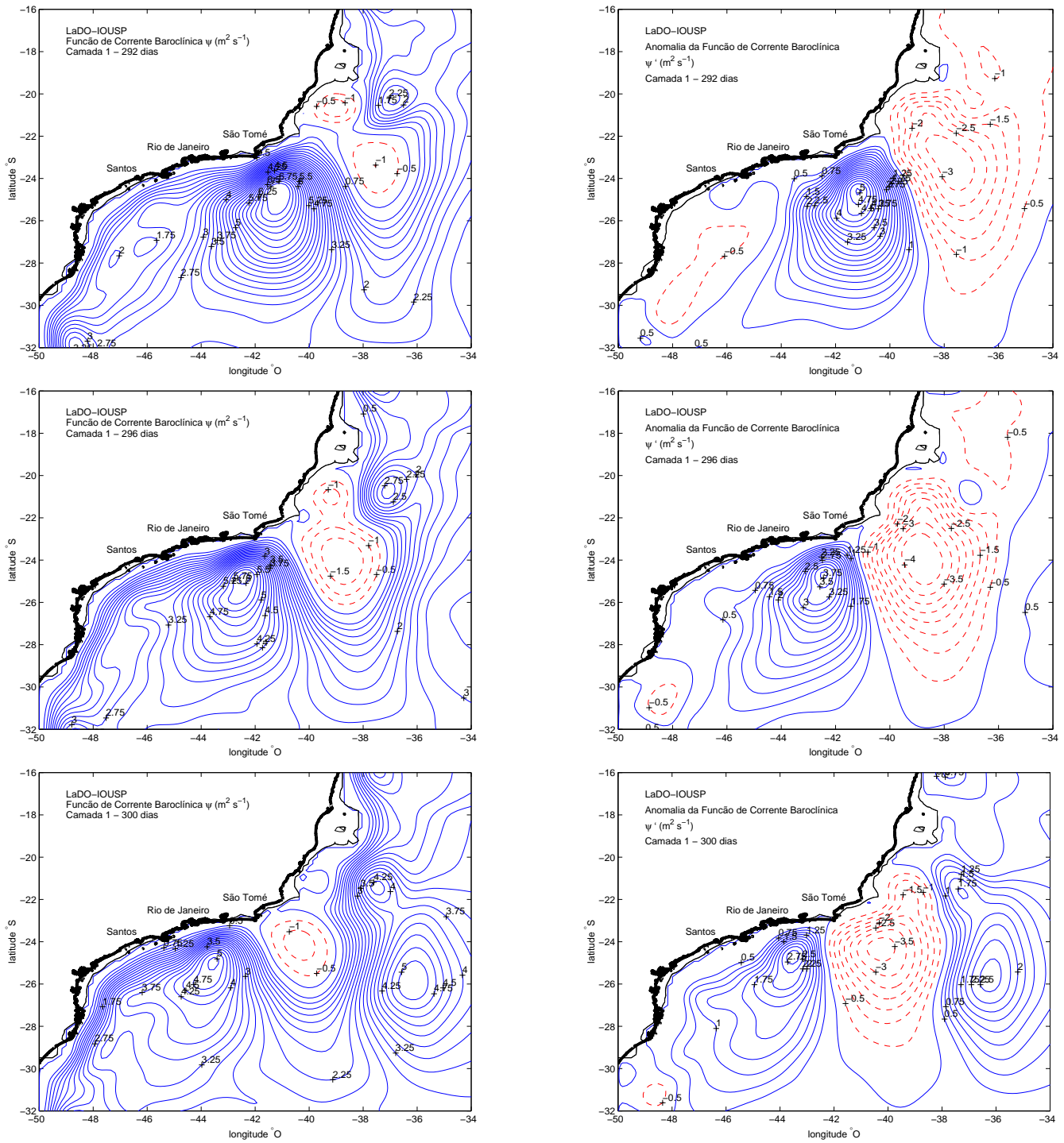


Figura 5.24: Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 1 entre 292 e 300 dias de integração - ETI



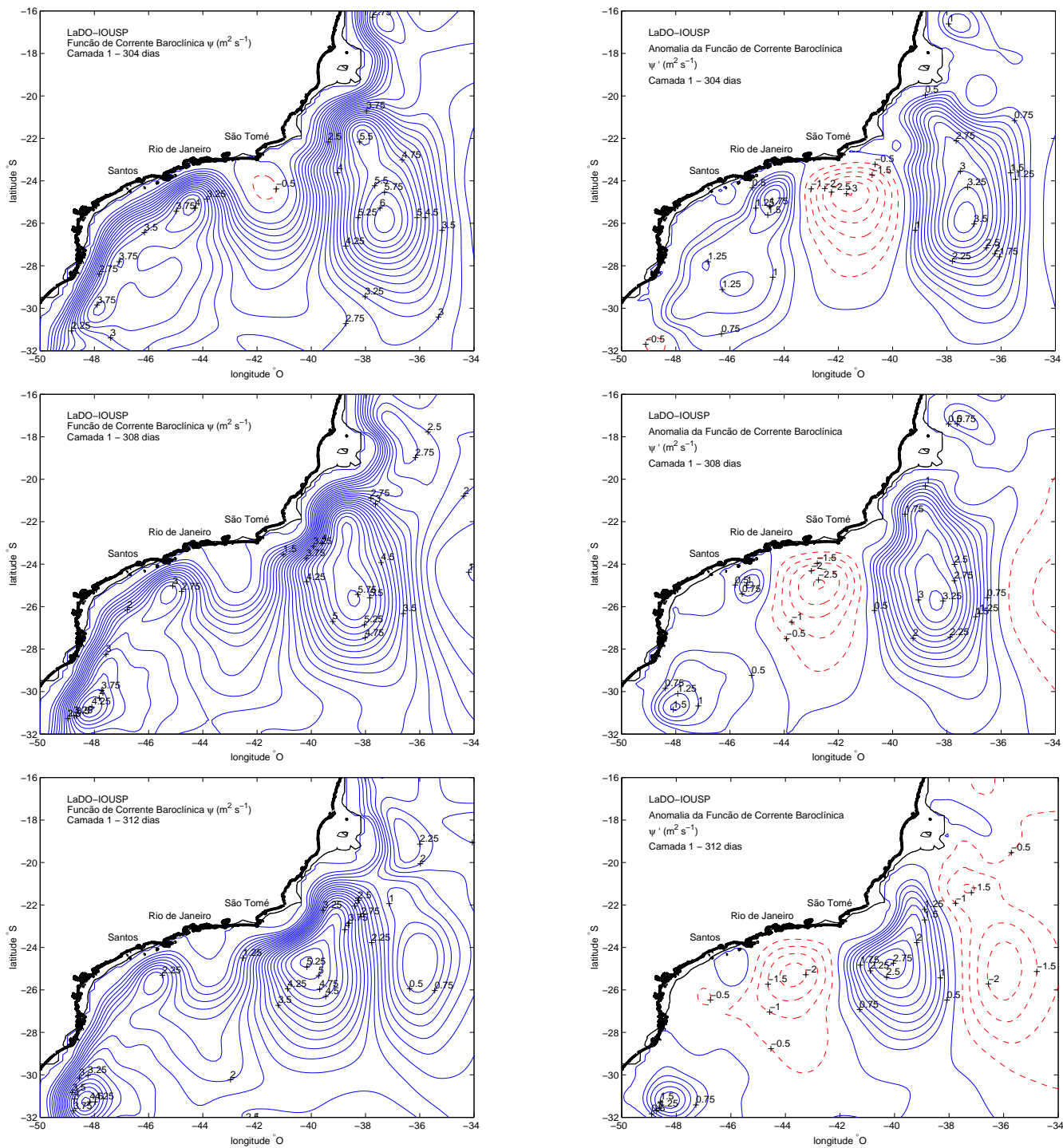


Figura 5.25: Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 1 entre 304 e 312 dias de integração - ETI

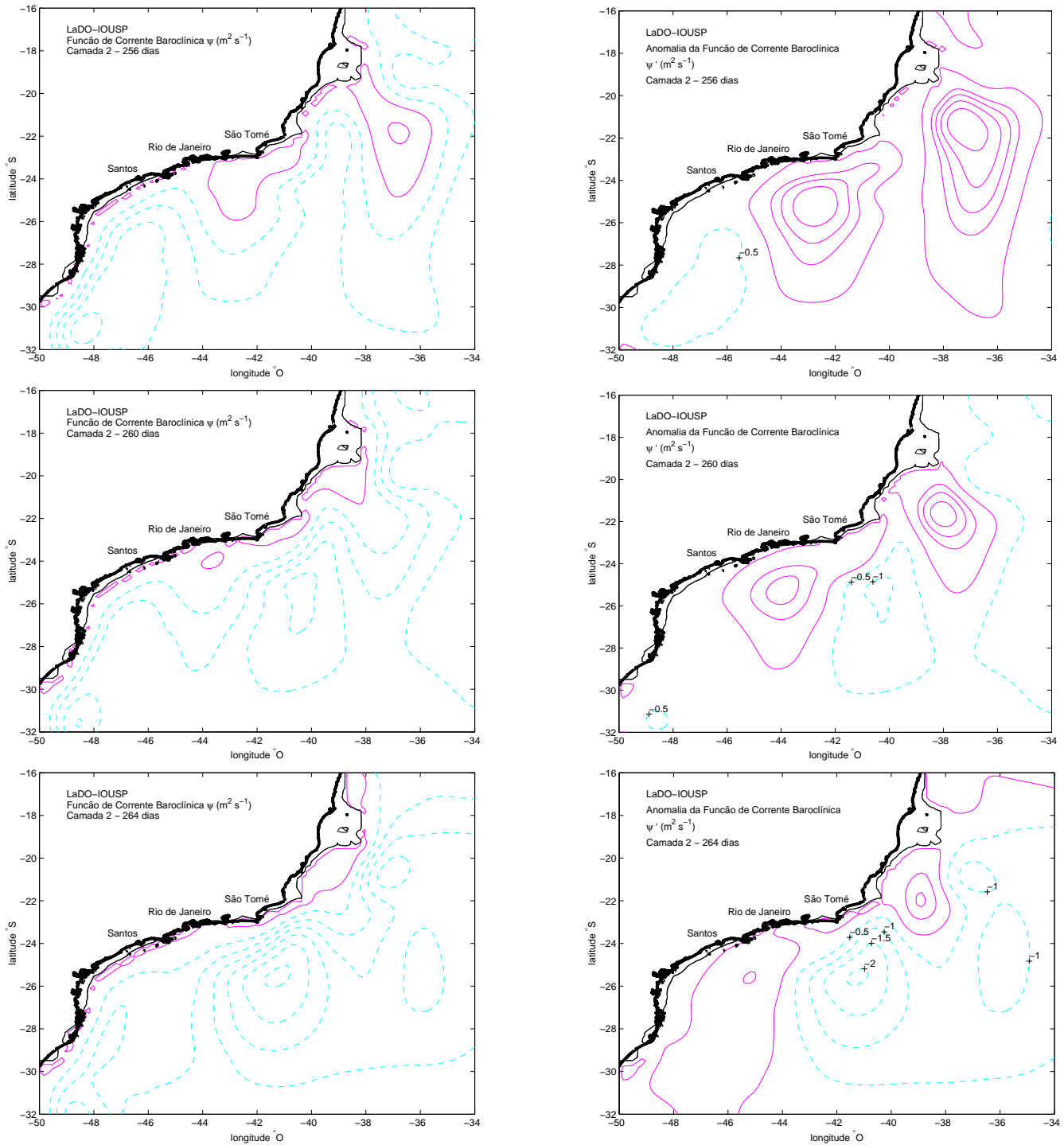


Figura 5.26: Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 2 entre 256 e 264 dias de integração - ETI



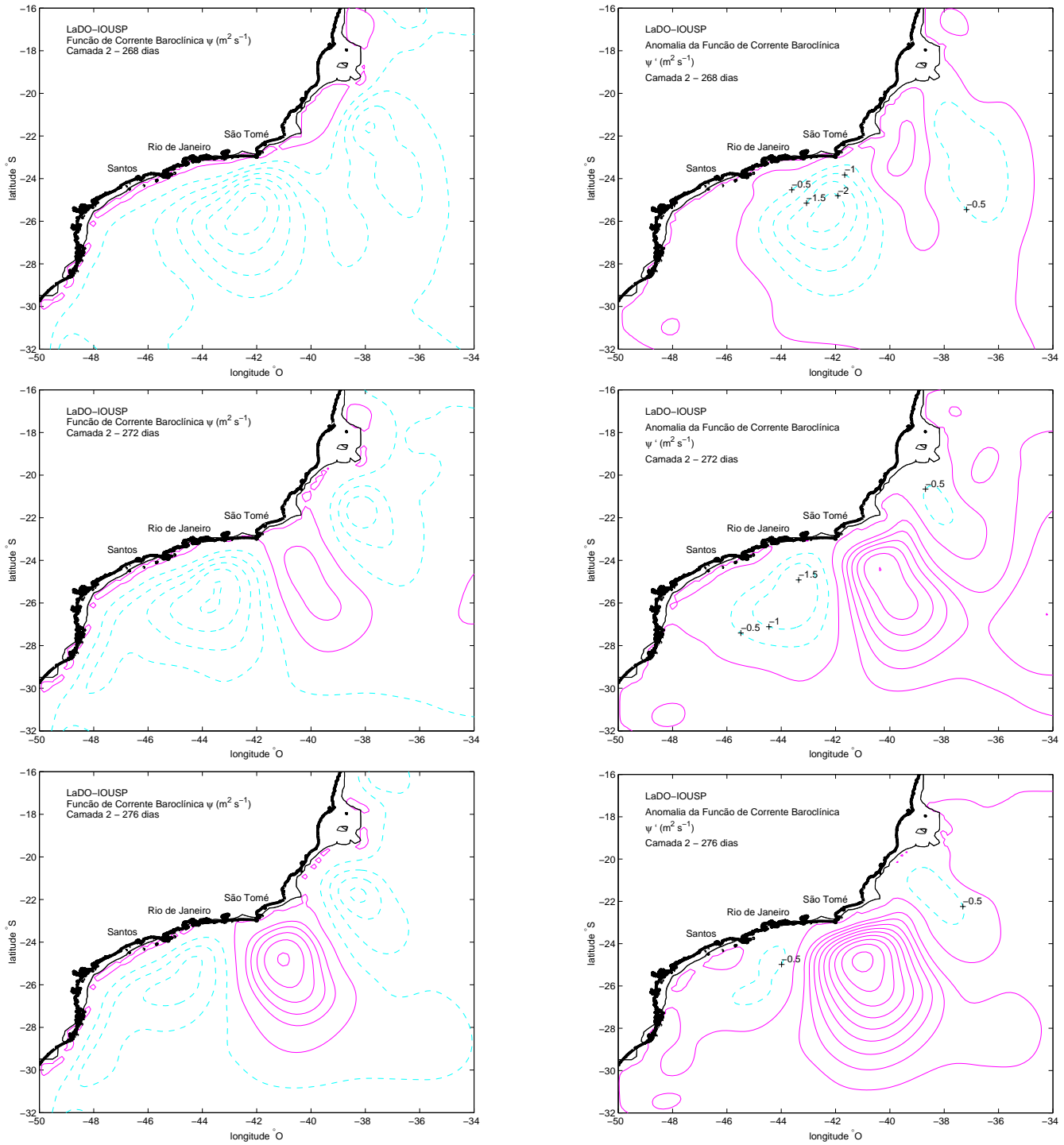


Figura 5.27: Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 2 entre 268 e 276 dias de integração - ETI

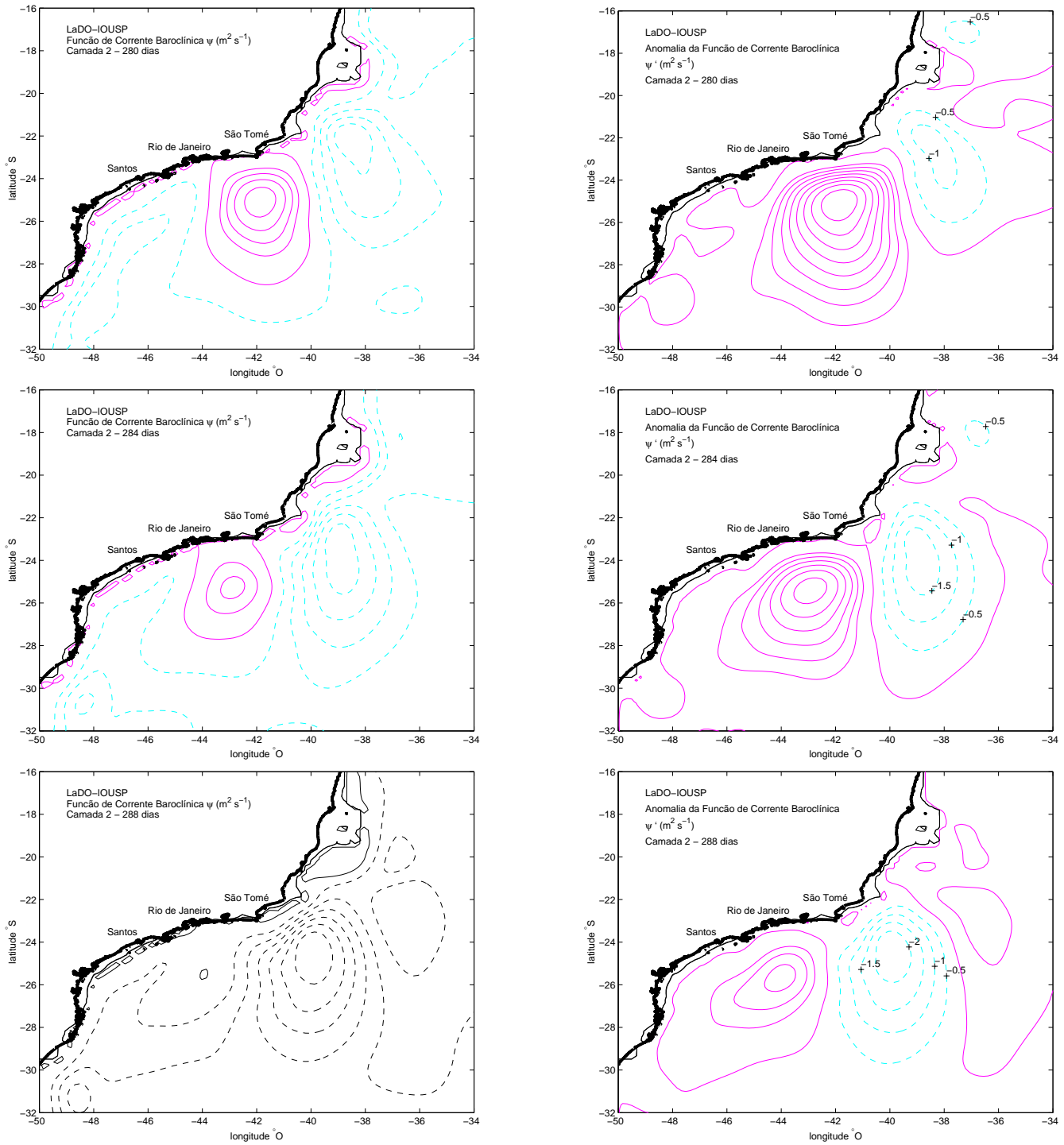


Figura 5.28: Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 1 entre 280 e 288 dias de integração - ETI

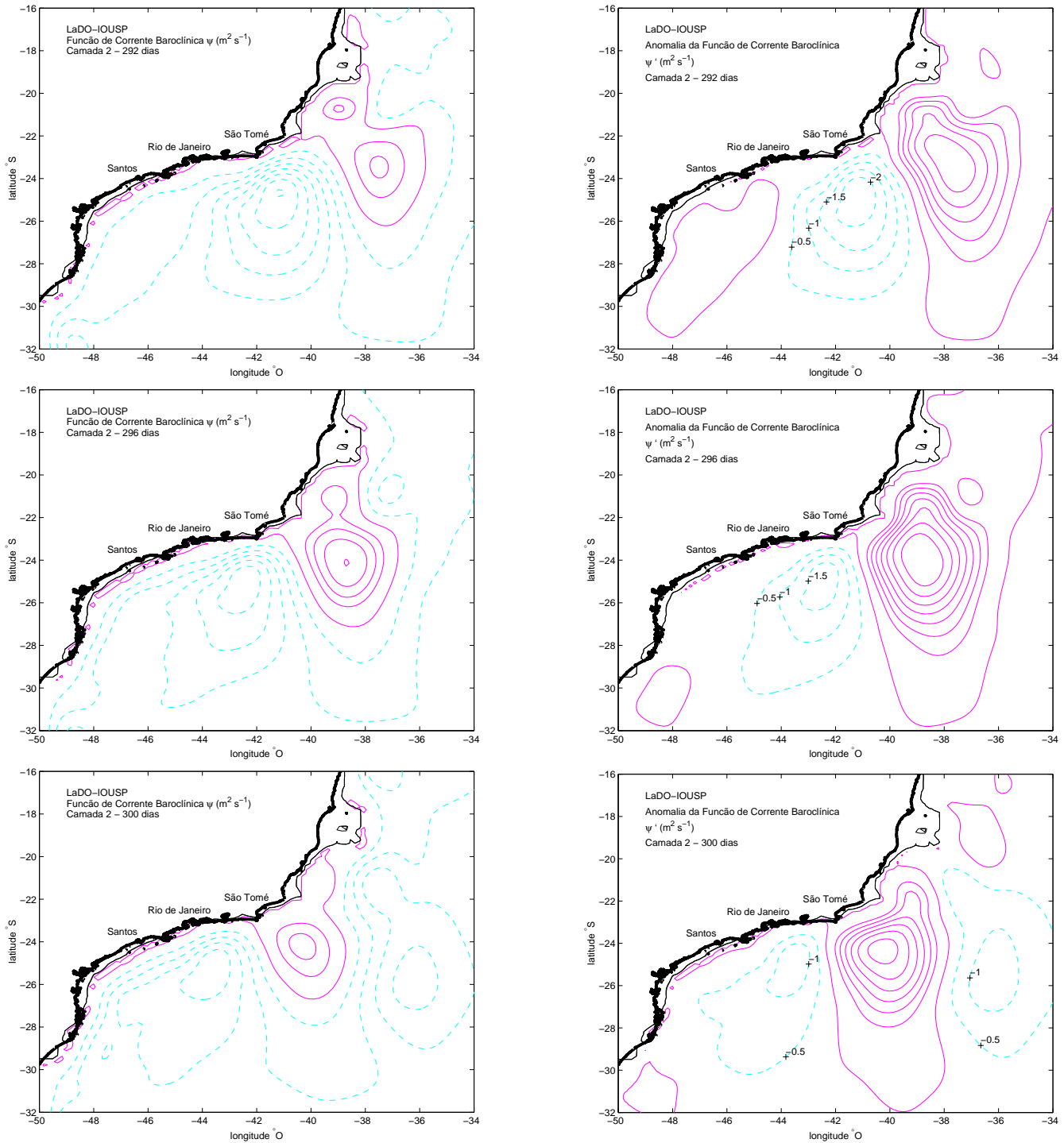


Figura 5.29: Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 2 entre 292 e 300 dias de integração - ETI

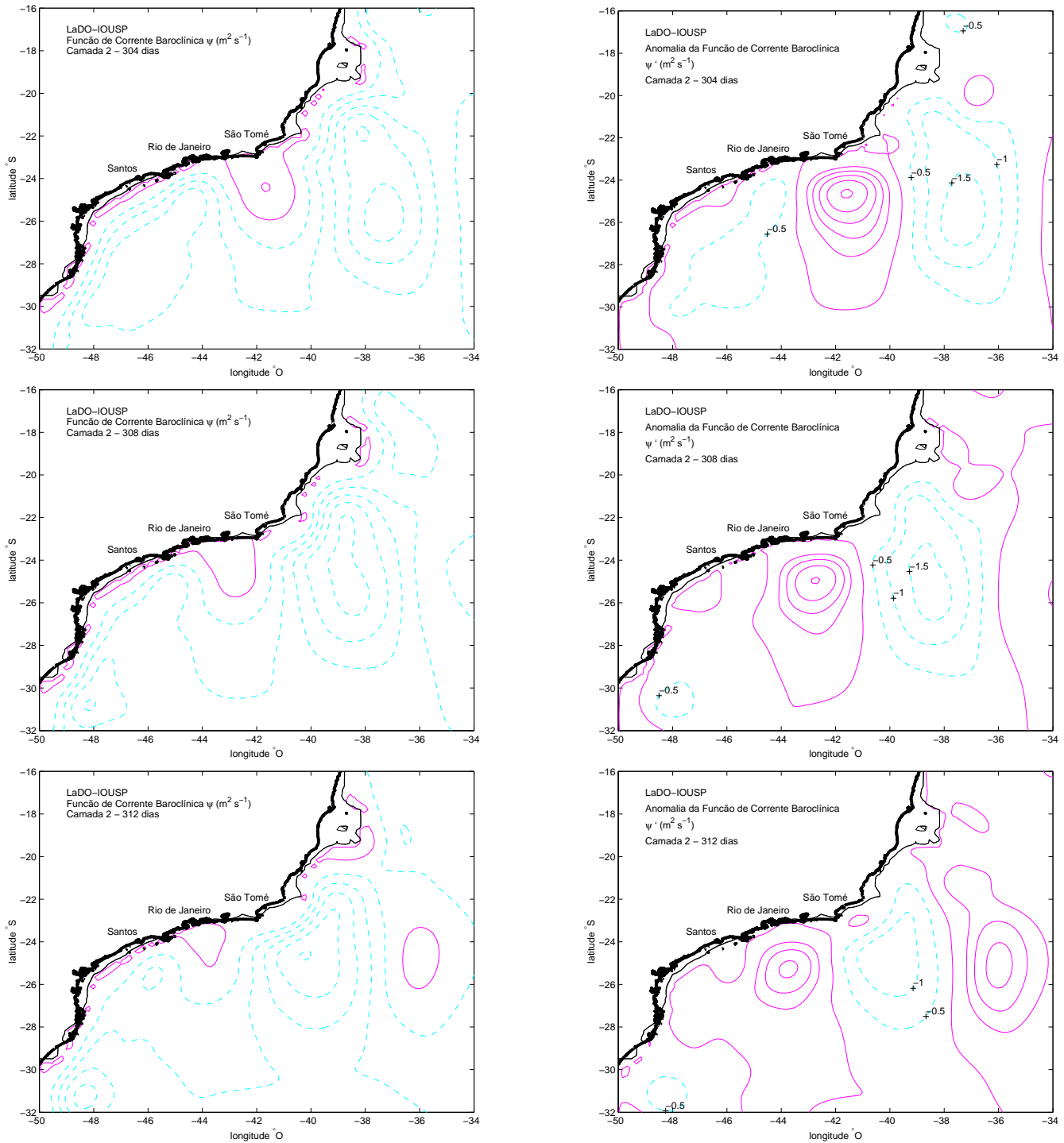


Figura 5.30: Evolução do campo de função de corrente baroclínica na camada 2 entre 304 e 312 dias de integração - ETI

A velocidade de fase das ondas geradas é estimada a partir do cálculo do diagrama Hovmoller (Figura 5.31). Assim como no Experimento ETR, a análise da componente zonal da velocidade ao longo da mesma radial do experimento anterior revela um padrão de onda essencialmente monocromático para o qual obtemos uma velocidade de fase de  $-0,23$  m/s. Os padrões da onda obtidos em ambos os experimentos são bastante similares. Entretanto, notamos uma diminuição da intensidade da componente zonal da velocidade que ocorre em consequência do deslocamento do eixo da corrente para próximo da costa.

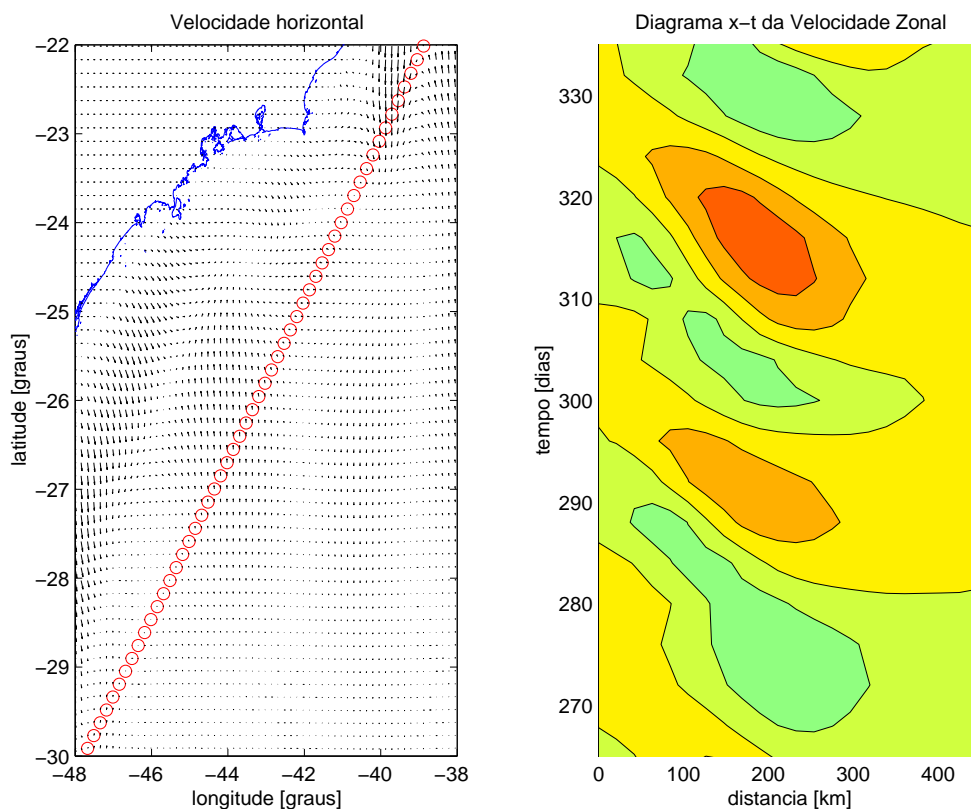


Figura 5.31: Diagrama Hovmoller (espaço-tempo) da onda.

Analisando os gráficos obtidos para a amplitude e fase da onda ao longo da 100 dias observamos que o sinal principal se repete quatro vezes ao longo da série o que sugere um período de 25 dias para a onda gerada (Fig 5.32). A partir da velocidade de fase e do período dominante, estimamos novamente a frequência ( $2,9 \times 10^{-6}$  rad/s), o número de onda ( $1,2 \times 10^{-5}$  rad/m), e o comprimento de onda (450 km). Na primeira camada a velocidade meridional possui amplitude de cerca de 0.1 m/s. A componente zonal é cerca de duas vezes menor, cerca de 0,05 m/s. A única diferença observada em relação ao periodograma do experimento anterior é a modificação do período referente ao sinal da componente zonal da velocidade em ambas as camadas. A análise sugere um período de 20 dias para essa componente.

Devido a semelhança dos padrões de circulação obtidos em ambos os experimentos acreditamos que o processo de meandramento da CB, sob a ótica da aproximação de duas camadas esteja muito mais relacionado à influência da orientação da linha de costa do que a da topografia do talude. Além da translação do eixo da corrente para próximo da costa nenhuma outra alteração significativa foi observada.

Calado [2001] realizou um conjunto de experimentos semelhantes aos ETR e ETI aqui descritos com 15 níveis na grade vertical. Ele também observou que ondas e vórtices no sistema CB-CCI não dependiam da presença da plataforma e taludes continentais para se desenvolverem. Em suas simulações numéricas meandros cresciam e eram emitidos, sugerindo que instabilidade baroclínica era o principal mecanismo para seus desenvolvimentos. Entretanto, concluiu que o experimento com topografia realística exibia padrões recorrentes de meandramento muito mais semelhantes com aqueles notados nas imagens AVHRR da região. Assim, mecanismos de estiramento poderiam atuar como gatilhos para o desenvolvimento das instabilidades.

Em nosso caso, não notamos tal sutileza, o que pode ser especulado como devido aos comprimentos de onda mais longos obtidos nestas simulações.

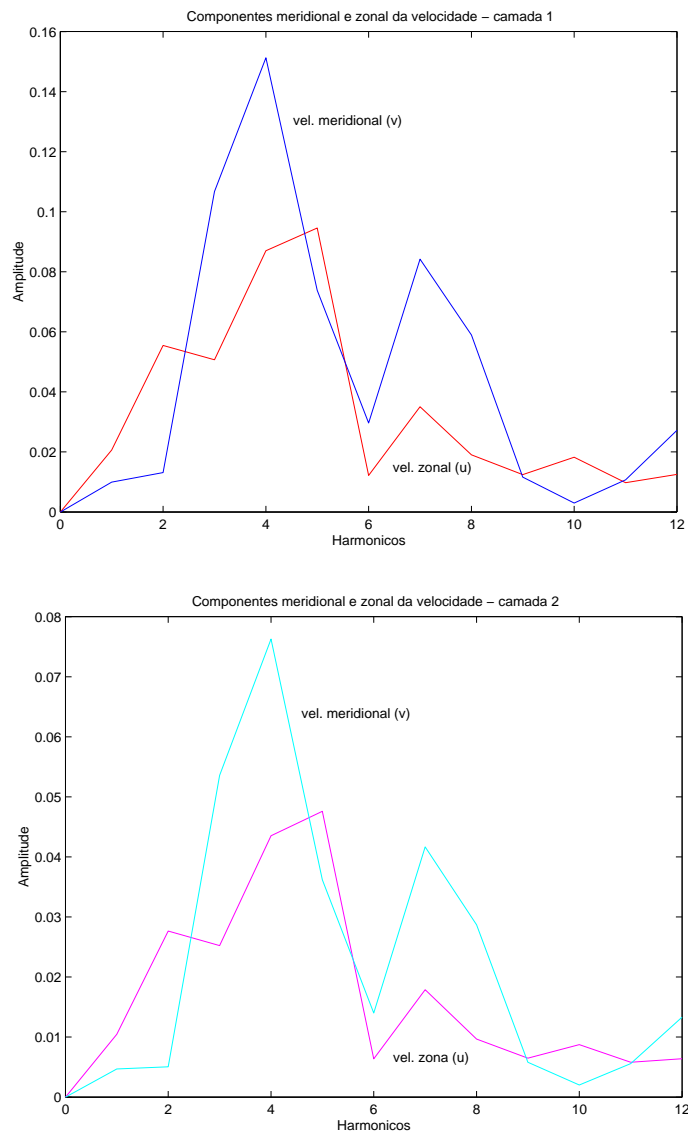


Figura 5.32: Espectro de amplitude e período da onda nas camadas 1 e 2.

# Capítulo 6

## Considerações Finais

Neste capítulo, faremos considerações sobre o presente trabalho de dissertação, assim como as sugestões para trabalhos futuros.

### 6.1 Sumário e Conclusões

De acordo com o objetivo principal do presente trabalho, que consistiu em se avaliar o sistema CB-CCI na região sudeste como um sistema dominado pelo primeiro modo baroclínico e verificar se o fenômeno do meandramento é reproduzido isolando-se a dinâmica do sistema a esta estrutura modal truncada aos dois modos dinâmicos de mais baixa ordem, buscamos:

- Avaliar, a partir da análise de dados de velocidade e hidrografia, a composição modal do sistema CB-CCI;
- Levantar a importância da dinâmica do primeiro modo na ocorrência de instabilidades a partir de observações;
- Aproximar o oceano na região da CB-CCI a um sistema de dois modos (barotrópico



e baroclínico) através da aproximação de duas camadas;

- Simular o meandramento da CB-CCI utilizando um modelo numérico de duas camadas;
- Avaliar a influência da topografia de fundo no processo de meandramento em termos da aproximação por duas camadas;

Assim, procuramos abordar o problema de forma a compreender a importância do primeiro modo baroclínico na variabilidade dinâmica da Corrente do Brasil. Como descrito no Capítulo 2, os resultados da análise de dados quase-sinóticos realizada apresentaram boa conformidade com aqueles obtidos por *Silveira e Lima* [2001]. A diferença aqui é que utilizamos perfis de velocidade observada e não velocidades geostróficas baroclínicas geradas numericamente. Portanto, incluímos a componente barotrópica em nossa avaliação.

Assim, concluímos que:

- Os modos barotrópico e primeiro, segundo e terceiro baroclínicos respondem por 75% da variabilidade dinâmica do sistema CB-CCI;
- O primeiro modo baroclínico por si só, responde por 38% dessa variabilidade e domina a estrutura vertical observada, caracterizada por uma única inversão de sentido no domínio.

No Capítulo 3, buscamos inferir o possível papel do cisalhamento vertical no processo de meandramento da Corrente do Brasil na região de Cabo Frio através da análise da teoria de instabilidade baroclínica linear e avaliar o papel do primeiro modo nos resultados.

Assim, concluímos que:

- Considerando-se os quatro primeiros modos dinâmicos (barotrópico e os 3 primeiros baroclínicos) na reconstituição do perfil de velocidade ao longo da corrente, o sistema CB-CCI mostrou-se potencialmente instável;
- Considerando-se apenas os dois primeiros modos dinâmicos (barotrópico e primeiro baroclínico) na reconstituição do perfil de velocidade ao longo da corrente o sistema CB-CCI mostrou-se potencialmente instável. Como as condições de instabilidade dependem do gradiente vertical de velocidade (ou seja,  $\frac{d\bar{v}}{dz}$ ), apenas o primeiro modo contribui para que as condições do teorema sejam satisfeitas.

Finalmente, no Capítulo 5, utilizamos um modelo numérico contendo duas camadas para estudar a dinâmica da Corrente do Brasil, que automaticamente trunca a estrutura dinâmica ao modo barotrópico e a um único modo baroclínico. A identificação entre o oceano observado e o oceano modelado é conduzida via a técnica da calibração dinâmica descrita em *Flierl* [1978] (vide Capítulo 2). No primeiro experimento (ETR), avaliamos o comportamento do sistema CB-CCI considerando a topografia realística da região. No segundo experimento (ETI), avaliamos o comportamento do sistema CB-CCI considerando uma topografia de fundo idealizada, na qual removemos as feições do talude, tratando-o como uma simples "parede" vertical.

No primeiro experimento (ETR), concluímos que:

- O padrão obtido é de um meandramento de aparência realística, com os meandros se propagando para sudoeste com velocidade de fase de -0,20 m/s, ou seja, da ordem da velocidade da corrente. Na primeira camada, estruturas vorticais formam-se periodicamente (25 dias), em torno de  $20^\circ$ , sugerindo que a abrupta variação da orientação da linha de costa nessa região contribua para o desencadeamento do processo de meandramento da CB;

- O padrão ondulatório é visivelmente baroclínico com estruturas vorticais, na camada inferior, opostas as observadas na superfície;
- Este padrão ondulatório é o de ondas de Rossby superpostas ao sistema CB-CCI com comprimentos de onda da ordem de 430 km e período característico de 25 dias;
- Ocorre a formação de vórtices ciclônicos nas regiões de São Tomé, Cabo Frio e Bacia de Santos assim como frequentemente observamos nas imagens AVHRR;
- Diante dos resultados obtidos, o sistema CB-CCI pode ser estudado sob a ótica dos dois primeiros modos dinâmicos. Em concordância com estudos anteriores que indicam que o processo de meandramento é de natureza inteiramente baroclínica, não foi levantada neste trabalho a importância dos movimentos barotrópicos no desenvolvimento do sistema de ondas baroclínico.

No segundo experimento (ETI), concluímos que:

- O padrão observado é, novamente, de um meandramento de aparência realística, com os meandros se propagando para sudoeste com velocidade de fase de  $-0,23$  m/s da ordem da velocidade da corrente e comprimento de onda de 450 km;
- O eixo da CB translada-se para próximo da costa e ela apresenta um padrão ondulatório bem definido similar ao observado no Experimento ETR;
- A ausência da topografia de fundo não produziu variações no padrão ondulatório no Experimento ETI quando comparado ao Experimento ETR, o que sugere que o meandramento esteja muito mais relacionado à orientação da linha de costa do que a topografia de fundo. Neste caso, o crescimento na amplitude dos meandros seria resultado de instabilidades, que aleatoriamente se desenvolvem quando ondas nas duas camadas do modelo se colocam em diferença de fase adequada.

Por fim, podemos afirmar que a CB pode ser estudada a partir da ótica de um sistema baroclínico dominado pelo primeiro modo. Os meandros não são em nossas simulações, resultado da topografia da região. Entretanto, eles parecem estar bastante relacionados com a variação na orientação da linha de costa. Devido a esta variação a região em torno de  $20^\circ$  é a aparentemente o "berçário" das estruturas ciclônicas observadas ao longo da CB. Além disso, os meandros apresentam um crescimento temporal, o qual segundo a análise de dados, pode estar relacionado à instabilidade geofísica. Resta esclarecer se é um processo de instabilidade mista, barotrópica ou baroclínica, e qual é o mecanismo primário.

## 6.2 Propostas Futuras

Nossos resultados mostraram que o crescimento temporal dos meandros da CB podem estar relacionados à instabilidade geofísica. Dessa forma, para uma abordagem mais conclusiva, cálculos dos mapas de vorticidade potencial seriam extremamente elucidativos. Além disso, cálculos de conversão de energia, aplicados aos resultados do modelo, seriam muito úteis no intuito de quantificarmos as inferências de instabilidade baroclínica no sistema CB-CCI.

Com o objetivo de realizarmos uma abordagem puramente baroclínica, eliminando assim as componentes barotrópicas geradas nas simulações, a implementação de uma tampa rígida como condição de contorno na superfície do oceano modelado contribuiria para um estudo mais detalhado do processo pois, dessa forma, as escalas das ondas barotrópicas difeririam amplamente das escalas das ondas baroclínicas inibindo mais efetivamente o acoplamento entre os modos.

Outra questão interessante seria a inclusão do movimento em níveis mais profundos, associados à Corrente de Contorno Oeste Profunda (CCP) e a Água Profunda do Atlântico Norte. Para tanto, um modelo regional atingindo níveis abissais e pos-

sivelmente, mais uma camada (e por conseguinte, mais um modo dinâmico) associado à inversão de fluxo entre a CCI e a CCP. A pergunta básica é se eventualmente os meandros da CCP estariam sendo influenciados pelos meandros do sistema CB-CCI.

# Referências Bibliográficas

- Arakawa, A. e V. R. Lamb, Computational design of the basic processes of the UCLA general circulation model, *Method. Comput. Phys.* 17, 174-265, 1977.
- Arakawa, R. e D. Boudra, Wind driven spin-up in eddy-resolving ocean models formulated in isopycnic and isobaric coordinates. *J. Geophys. Res.* 91, 7611-7621, 1986.
- Boebel, O., C. Schmid & W. Zenk, Flow and Recirculation of Antarctic Intermediate Water across the Rio Grande Rise, *J. Geophys. Res.*, 102, 20967-20986, 1997.
- Boebel, O., R.E. Davis, M. Ollittraut, R.G. Peterson, P.L. Richard, C. Schmid & W. Zenk, The Intermediate Depth Circulation of the Western South Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 26(21), 3329-3332, 1999.
- Buscaglia, J. L., On the circulation of the Intermediate Waters in the southwestern Atlantic Ocean, *J. Mar. Res.*, 29, 245-255, 1971.
- Calado, L. Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do Sudeste Brasileiro, Dissertação de Mestrado, IOUSP, 95 pp, 2001.
- Campos, Edmo J.D., J.E. Gonçalves & Y. Ikeda, Water Mass Structure and Geostrophic Circulation in the South Brazil Bight – Summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100(C9), 18537-18550, 1995.
- Campos, E.J.D., Estudos da Circulação Oceânica no Atlântico Tropical e Região Oeste do Atlântico Subtropical Sul, Tese de Livre Docência, Univ. São Paulo, 114pp., 1995.

- Campos, E.J.D., Y. Ikeda, B. M. Castro, S. A. Gaeta, J. A. Lorenzetti, & M. R. Stevenson, Experiment studies circulation in western South Atlantic, *EOS*, 77(27), 253-259, 1996.
- Campos, E.J.D., D. Velhote & I.C.A. da Silveira, Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophys. Res. Lett.*, 27(6), 751-754, 2000.
- Emílson, I., The shelf and coastal waters off Southern Brazil. *Bolm. Inst. Oceanogr.*, 17(2), 101-112, 1961.
- Evans, D.L e S.S. Signorini, Vertical Structure of the Brazil Current, *Nature.*, *Res 315*, 48-50, 1985.
- Fernandes, A.M.; Silveira, I.C.A.DA.; Lima, A.F e Mascarenhas, JR.A.DAS 2000, Avaliação das Condições Necessárias para Instabilidade Barocínica na Região de Cabo Frio (23°) a partir de Velocidades Observadas Durante o Experimento TRANSCOBRA. Anais da XIII Semana Nacional de Oceanografia, UNIVALI, 372pp.
- Flierl, G.R., 1978. Models of Vertical Structure and the calibration of two-layer models, *Dyn. Atmos. Oceans*, 2: 341-381.
- Garfield III, N., The Brazil Current at Subtropical Latitudes. Ph.D. Thesis, University of Rhode Island, 121 pp, 1990.
- Giarolla, E. Investigação numérica da variabilidade de mesoescala na confluência das correntes Brasil-Malvinas induzida pela atmosfera. Tese de Doutorado, IOUSP, 125 pp, 1999.
- Gordon, A.L. & C.H. Greengrove, Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence, *Deep-Sea Res.*, 33(5), 573-585, 1986.
- Johns, W. E., One-dimensional baroclinically unstable waves on the Gulf Stream potential vorticity gradient near Cape Hatteras, *Dyn. Atm. and, Oc.*, 11, 323-350, 1988.

- Kowalik, Z. & T. S. Murty, Numerical modeling of ocean dynamics, *Word Scientific*, 449 pp, 1993.
- Levitus, S. & T. P. Boyer, World Ocean Atlas 1994, Technical Report Vol. 4, National Oceanographic Data Center, Ocean Climate Laboratory, 117 pp., 1994.
- Lima, J. A. M., Oceanic Circulation on the Brazilian Shelf Break and Slope at 22°S, Ph.D. Thesis, University of New South Wales, 164 pp, 1997.
- Mascarenhas, A. S., Jr., L. B. Miranda & N.J. Rock. A study of oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. In *Fertility of the sea*, J. D. Costlow, ed., v.1 Gordon and Breach, N.Y., 285-308, 1971.
- Miranda, L.B. de, Forma de Correlação T-S de massa de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP), Brasil, *Bolm. Inst. Oceanogr.*, 33(2), 105-119, 1985.
- Reid, J. L., W. D. Nowlin & W. P. Patzert, On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 7,, 62-91, 1977.
- Robinson, A. R., Overview and summary of eddy science. In: *Eddies in Marine Science*, Robinson, A. R. (editor), Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, 3-15, 1982.
- Schmidt, C., G. Siedler & W. Zenk, Dynamics os Intermediate Water Circulation in Subtropical South Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 3191-3211, 2000.
- Signorini, S. R., Contribuição da circulação e do transporte de volume da Corrente do Brasil, entre o cabo de São Tomé e a Baía de Guanabra., Dissertação de Mestrado, IOUSP, 103 pp, 1974.
- Signorini, S. R., On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Res.*, 25 481-490, 1978.



- Silveira, I.C.A da, 1996, Meandering and Eddy Formation in Separating Wester Boundary Currents, Tese de Doutorado, University of New Hampshire, 228 pp.
- Silveira, I.C.A da e J.A.M. Lima, 2001, The Brazil Current Vertical Structure off Cape São Tomé, (em preparação).
- Silveira, I. C. A. da, 1996, Meandering and Eddy Formation in Separating Wester Boundary Currents, Tese de Doutorado, University of New Hampshire, 228 pp.
- Silveira, I. C. A. da & G.R. Flierl, Eddy formation in  $2\frac{1}{2}$ -layer, quasi-geostrophic jets, (em preparação).
- Stommel, H., The Gulf Stream, *Univ. Calif. Press.*, 249pp., 1965.
- Stommel, H., The westward intensification of wind-driven ocean currents, *Trans. Amer. Geophys. Un.* 29, 202-206, 1948 *Univ. Calif. Press.*, 249pp., 1965.
- Suga, T. & L.D. Talley, Antarctic Intermediate Water circulation in the tropical and subtropical Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 100(C7), 134441-13453, 1995.
- Sverdrup, H.U., M.W. Johnson & R. H. Fleming, The Oceans: their physics, chemistry and general biology, *Prentice-Hall Inc.*, Englewood Cliffs, 1087pp, 1942.
- Taft, B.A., Distribution of salinity and dissolved oxygen on surfaces of uniform potential specific volume in the South Atlantic, South Pacific and Indian Oceans, *J. Mar. Res.*, 21(2), 129-146, 1963.
- Tomczak, M. & J.S. Godfrey, Regional Oceanography: An introduction, Pergamon, 422pp, 1994.
- Velhote, D. Modelagem Numérica da Ressurgência da Quebra de Plataforma induzida por Vórtices Ciclônicos da Corrente do Brasil na Bacia de Santos, Dissertação de Mestrado, IOUSP, 134 pp, 1998.

Wüst, G., The stratosphere of the Atlantic Ocean, William Emmerly, Editor. Amerind Publishing, New Delhi, 1980., 112 pp, 1935.

Zemba, J. C., The structure and transport of the Brazil Current between 27° and 36°S. Tese de doutoramento, Woods Hole Oceanographic Institution, Wood Holes Massachusetts, WHOI-91-37, 160 pp, 1991.